# Die Lagerstätte der Grube Montecristo, El Salvador, und ihr geologischer Rahmen

*Inaugural-Dissertation*

ZUR ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE
DER HOHEN NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT
DER
LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT
MÜNCHEN

vorgelegt von

EBERHARD MÜLLER-KAHLE

aus Bochum

JUNI 1961

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

1. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. Maucher
2. Berichterstatter: Prof. Dr. R. Dehm

Tag der mündlichen Prüfung: 26. Juli 1961

N. Jb. Geol. Paläont. Abh. | 115 | 3 | 289–334 | Stuttgart, August 1962

# Die Lagerstätte der Grube Montecristo, El Salvador, und ihr geologischer Rahmen

Von

**Eberhard Müller-Kahle,** Hannover,
z. Zt. Santiago de Chile

Mit Tafel 20—23 sowie 4 Karten und 2 Abbildungen im Text und auf 4 Beilagen

Inhalt

Seite

Vorwort . . . . . 290
I. Problemstellung und ältere Literatur . . . . . 291
II. Geographische Lage, Aufschlußverhältnisse und Betriebliches . 292
III. Übersicht über die Geologie El Salvadors . . . . . 294
IV. Petrographie . . . . . 296
A. Gesteinsfolge im Untersuchungsgebiet . . . . . 297
1. Propylitisierter Andesit . . . . . 297
2. Grünlicher Tuff . . . . . 299
3. Roter Kristalltuff . . . . . 299
4. Helle Tuffe . . . . . 300
a) Verkieselter Tuff . . . . . 300
b) Biotitreicher Tuff . . . . . 301
c) Serizitreicher Tuff . . . . . 301
5. Agglomerat . . . . . 301
6. Limonithaltiger Tuff . . . . . 303
7. Olivinführender, dunkler Andesit . . . . . 303
V. Zusammenhänge zwischen Vulkanismus und Großtektonik . . 304
VI. Tektonik . . . . . 306
A. Der tektonische Rahmen der Lagerstätte . . . . . 306
B. Tektonische Beobachtungen im Lagerstättenbereich . . . . 306
C. Altersbeziehungen . . . . . 310
1. Altersbeziehungen zwischen den einzelnen Kluftsystemen 310
2. Altersbeziehungen zwischen den tektonischen Richtungen und den Vulkaniten . . . . . 311
D. Beziehungen der Tektonik der Lagerstätte zur Großtektonik des mittelamerikanischen Raumes . . . . . 312
E. Zur Deutung der Tektonik . . . . . 314

BIBLIOTHEEK LEIDEN

Seite

VII. Vererzung . . . . . 315
A. Allgemeines . . . . . 315
B. Besprechung der einzelnen Minerale . . . . . 316
1. Elektrum . . . . . 316
2. Kupferglanz . . . . . 318
3. Argentit . . . . . 318
4. Stromeyerit . . . . . 318
5. Jalpait . . . . . 319
6. Zinkblende . . . . . 320
7. Kupferkies . . . . . 320
8. Bleiglanz . . . . . 321
9. Covellin . . . . . 321
10. Rotgültig . . . . . 321
11. Pyrit . . . . . 322
12. Arsenkies . . . . . 322
13. Hämatit . . . . . 323
14. „Brauneisen" . . . . . 323
15. Quarz . . . . . 324
16. Kalkspat . . . . . 324
VIII. Vererzung in Abhängigkeit von Absatzort und Absatzzeit . . . 325
A. Teufenunterschiede . . . . . 325
1. Primäre Teufenunterschiede . . . . . 325
2. Sekundäre Teufenunterschiede . . . . . 327
B. Zeitliche Folge der Mineralbildung . . . . . 327
IX. Abhängigkeit der Vererzung von der Tektonik . . . . . 328
X. Zusammenfassende Charakteristik der Lagerstätte . . . . . 329
XI. Zusammenfassung . . . . . 329
XII. Literatur . . . . . 331
Tafelerklärungen . . . . . 334

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit[1] besteht aus Geländeuntersuchungen, die im Gebiet der Lagerstätte Montecristo, El Salvador/Mittelamerika, sowie in der Grube Montecristo selbst durchgeführt wurden, und der wissenschaftlichen Auswertung des dort gesammelten Materials. Diese erfolgte im Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München unter Herrn Professor Dr.-Ing. A. Maucher.

[1] Vorliegende Arbeit wurde im Juni 1961 als Dissertation an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Ludwig-Maximilians-Universität München eingereicht.

Meinen Aufenthalt in El Salvador verdanke ich dem „Instituto Tropical de Investigaciones Científicas", San Salvador. Mein Dank gilt ferner dem „Servicio Geológico Nacional", San Salvador, besonders seinem Direktor, Herrn Dr. Fritz Dürr. Weiterhin danke ich dem „Instituto Salvadoreño de Fomento de la Producción", dem Präsidenten der „Minas Montecristo Inc. S. A.", Herrn Edgar P. Thompson, sowie Herrn Ing. Victor Fiallos. In Dankbarkeit gedenke ich auch dem damaligen Leiter der Grube Montecristo, Herrn Dr. Carol von Websky. — Für die Überlassung des nötigen Kartenmaterials und der Luftbilder danke ich der „Dirección General de Cartografía", San Salvador. Schließlich sei vielen Freunden gedankt, von denen ich nur Herrn Dr. H. Klinge, jetzt Plön, und Herrn Dr. Konrad Murr, jetzt Hannover, nennen kann.

Die Ausarbeitung und Auswertung meines Materials im Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München wäre ohne die verständnisvolle Unterstützung, sachlichen Anregungen und strenge Kritik des Herrn Professor Dr.-Ing. A. Maucher nicht möglich gewesen. Ihm schulde ich dafür ergebenen Dank. Weiterhin danke ich Herrn Priv.-Doz. Dr. H. J. Schneider für wertvolle Hilfe und Ratschläge in Fragen der Tektonik.

Mein besonderer Dank gilt auch der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, für die großzügig gewährte finanzielle Unterstützung.

## I. Problemstellung und ältere Literatur

Die Geländeuntersuchungen der vorliegenden Arbeit wurden vom Verfasser im Rahmen der naturwissenschaftlichen Erforschung des Landes El Salvador durch das „Instituto Tropical de Investigaciones Científicas" in der Zeit vom September 1958 bis zum September 1959 ausgeführt. Ziel der Arbeit war es, eine möglichst umfassende und moderne Bearbeitung der letzten, noch in Betrieb befindlichen Gold-Silber-Grube des Landes zu liefern, bevor sie, die seit Jahren nur noch mit staatlichen Subventionen arbeitete, ihren Betrieb einstellen mußte.

In der Literatur wurde die Lagerstätte Montecristo bisher von Grebe (1955 a, b), Durr (1956 a, b) und Roberts & Irving (1957) nur erwähnt. Keiner dieser Autoren führte eigene Untersuchungen

aus. Erstmalig bearbeitete dagegen RAMDOHR (1958) in einem unveröffentlichten Gutachten für das „Instituto Salvadoreño de Fomento de la Producción", San Salvador, einige Proben der Lagerstätte und ihres Nebengesteins. In jüngster Zeit faßte WEYL (1961) die Veröffentlichungen der genannten Autoren, besonders von GREBE, noch einmal zusammen.

In der vorliegenden Arbeit wird das Ergebnis der Geländetätigkeit und der Auswertung der Proben, Messungen und Beobachtungen dargelegt. Untersucht wurden die im 38 km² großen Übertagegebiet (1 : 10 000) und in der Grube (1 : 1000) bei den Kartierungen gesammelten Gesteinsproben (25 Dünnschliffe). Die örtliche Tektonik wurde durch die Auswertung der 1200 Kluftmessungen geklärt. Proben des Lagerstätteninhaltes wurden mikroskopiert (130 Anschliffe).

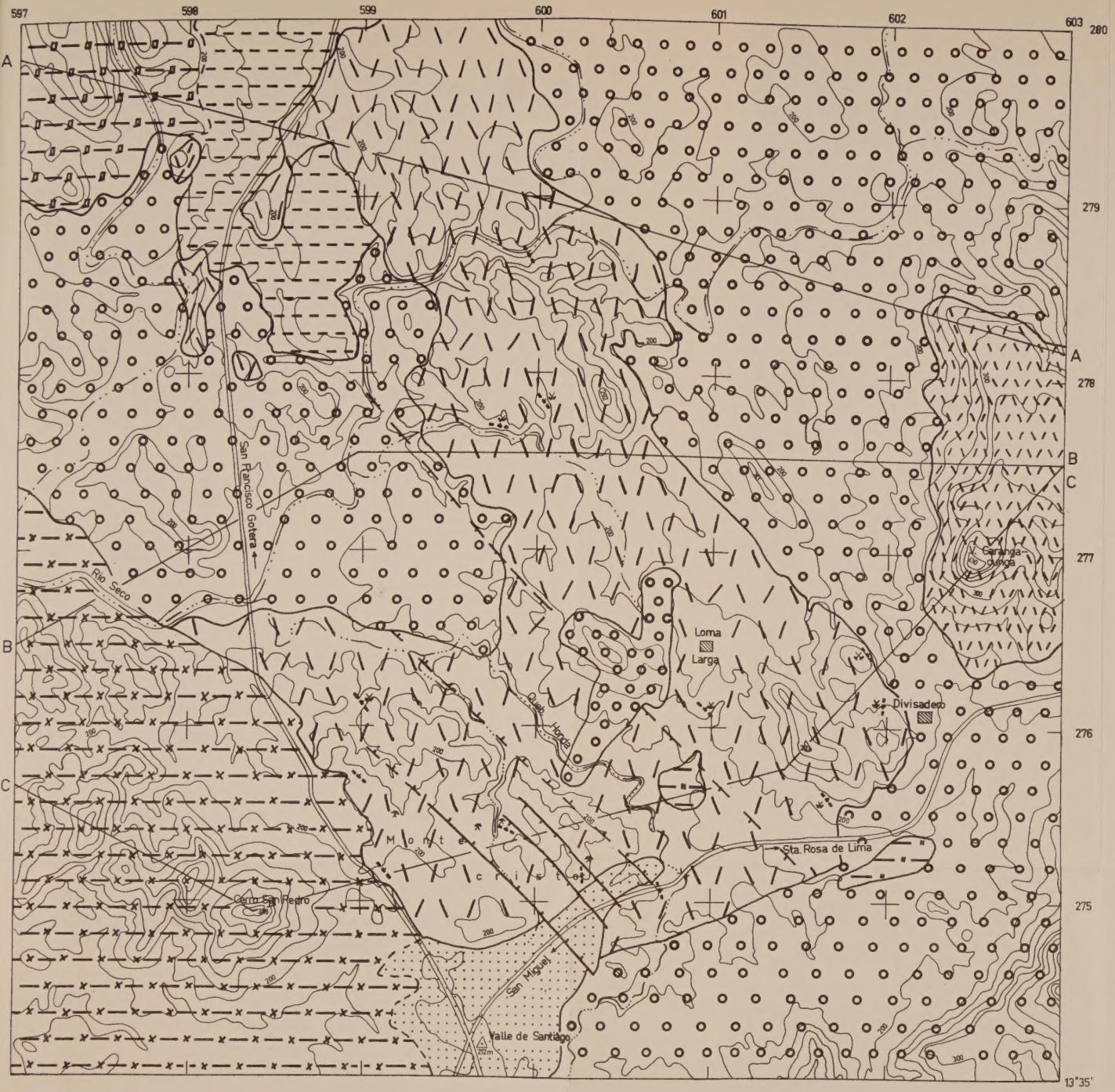
## II. Geographische Lage, Aufschlußverhältnisse und Betriebliches

Die geographische Lage des Untersuchungsgebietes und der Grube Montecristo ist gekennzeichnet durch die Koordinaten 13°35′ nördlicher Breite und 88°04′ westlicher Länge.

Das Gebiet liegt im E der mittelamerikanischen Republik El Salvador (s. Anl. 1) in der Umgebung des Ortes Divisadero im Departamento Morazan. Zu erreichen ist es von der Landeshauptstadt San Salvador aus auf der befestigten Straße, die vom „Pan American Highway" am westlichen Ortseingang von San Miguel nach NE über Sta. Rosa de Lima zur hondurenischen Grenze führt. Im westlichen Teil des Gebietes liegt der von der Straße nach Sta. Rosa nach N abzweigende Weg nach San Francisco Gotera. Dort, etwa 500 m östlich der Abzweigung, liegt die Grube Montecristo.

Das Untersuchungsgebiet wird begrenzt: im W durch die Hügelgruppe des Cerro San Pedro und durch den Lauf des Rio San Francisco; im S durch den nördlichen Abfall des Höhenzuges, den die Berge San Eusebio, La Borrona, El Mojon, Las Calabazas und Pilon bilden; im E durch den Cerro Carangacunga und im N durch die E—W verlaufende Linie, die die Straße nach San Francisco Gotera etwa beim Kilometerstein 161 schneidet.

Die Morphologie des Gebietes wird bestimmt durch die genannten Höhenzüge, deren Erhebungen zwischen 340 und 410 m ü. NN liegen. Das durchschnittliche Niveau ist dagegen bei 200 m ü. NN.

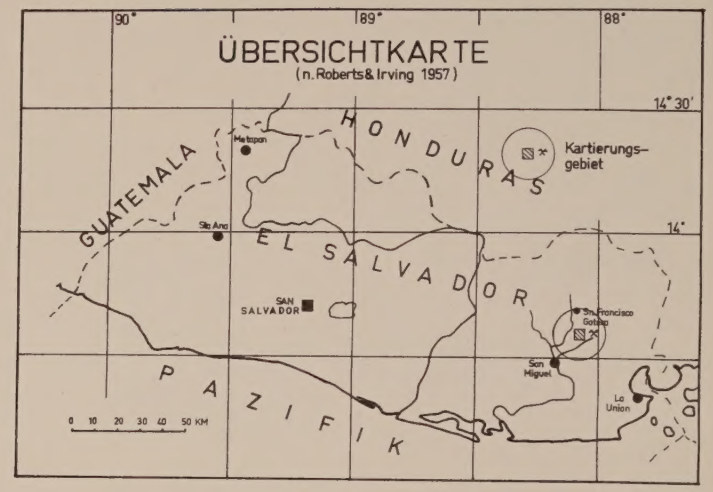



# GEOLOGISCHE KARTE

DER

## Umgebung der Grube Montecristo

0 200 400 600 800 1000 m
0 0,5 1 km




## LEGENDE

- olivinführender dunkler Andesit
- limonithaltiger Tuff
- Agglomerat
- serizitreicher Tuff
- biotitreicher Tuff
- verkieselter Tuff
- roter Kristalltuff
- propylitisierter Andesit
- untertage festgestellte Störung
- im Luftbild festgestellte Störung
- Gangausbiß
- A—A Profillinie
- in Betrieb befindlicher Schacht (Stand: 59)
- stillgelegter Bergbau
- Bach, Fluß

Der Höhenunterschied zwischen den Isohypsen beträgt 20 m.

Die Morphologie steht in deutlichem Zusammenhang mit der Lagerungsform der Gesteine: schroffe Formen bildet vor allem der saure Tuff und der silifizierte Tuff, während die Lavadecken, die basischen Tuffe und die Agglomerate meistens durch flache Formen in Erscheinung treten.

Entwässert wird das Gebiet durch eine Anzahl kleinerer Bäche, von denen die „Quebrada Honda" der wichtigste ist. Sie fließen alle nach N und münden in den Rio Seco, einen Nebenfluß des Rio Grande de San Miguel.

Die Aufschlußverhältnisse sind über Tage nicht sehr günstig, da eine fast geschlossene Verwitterungsdecke besteht, die vor allem auf den basischen Tuffen bis 0,50 m mächtig sein kann.

Die Lagerstätte — sie besteht aus einer Anzahl etwa parallel streichender, edelmetallführender Quarzgänge — ist aufgeschlossen durch insgesamt vier noch befahrbare Schächte (Plomo, Sta. Maria, Adolfo, Sta. Francisca), von denen aus folgende Sohlen angesetzt sind:

4. Sohle bei 458 Fuß ü. NN = 150 m ü. NN
5. Sohle bei 427 Fuß ü. NN = 140 m ü. NN
6. Sohle bei 317 Fuß ü. NN = 104 m ü. NN
7. Sohle bei 262 Fuß ü. NN = 86 m ü. NN
8. Sohle bei 192 Fuß ü. NN = 63 m ü. NN

Außerdem befindet sich noch ein weiterer Aufschluß im Tiefsten des Schachtes Adolfo bei

112 Fuß ü. NN = 37 m ü. NN.

Die oberen Sohlen sind z. T. schon abgeworfen. Am weitesten ist die 6. Sohle aufgefahren und noch befahrbar. Von W nach E sind auf ihr folgende Gänge aufgeschlossen (s. Anl. 3):

Veta Sta. Margarita
Veta Trinidad — Veta Mayo — Veta Sta. Rita
Veta Sta. Barbara
Veta San Miguel
Veta Sta. Maria — Veta Nueva
Veta Cobre — Veta Adolfo — Veta Consuelo — Veta Sta. Anita
Veta 182 — Veta 183
Veta 4½
Veta Sta. Francisca
Veta Perla

Bereits in der Mitte des vorigen Jahrhunderts soll auf der Lagerstätte Montecristo Bergbau betrieben worden sein, der aber wieder

zum Erliegen kam. Im Jahre 1931 übernahm Edgar Patrick Thompson die Abbaurechte und betrieb dort bis 1960 Bergbau.

Die Grube baute mit einer Untertagebelegschaft von etwa 200 Mann auf den edelmetallführenden Quarzgängen. Hauptfördersohle war die 6. Sohle, von der aus Erz in drei Schächten zutage gefördert wurde. Über Tage wurde das Gut in Ochsenkarren der Brechanlage zugeführt. Nach anschließender Feinmahlung gewann man das Edelmetall durch Zyanlaugung und Fällung durch Zugabe von Zinkstaub nach Merril-Verfahren.

Die Edelmetallgehalte waren niedrig, der Durchschnittswert betrug etwa 7 US-$/t[2] Roherz. Dabei lag der Gehalt an

Au bei 0,05 Unzen/t = 1,5 g/t und an
Ag bei 5,00 Unzen/t = 150 g/t.

Auf Grund dieser schlechten Durchschnittswerte geriet die Grube bereits Anfang der fünfziger Jahre in wirtschaftliche Schwierigkeiten. Der Betrieb wurde mit staatlicher Unterstützung aufrechterhalten, um den 300 Beschäftigten weiterhin die Arbeitsmöglichkeiten zu gewähren. Im Mai 1960 wurde dann der Betrieb eingestellt.

## III. Übersicht über die Geologie El Salvadors

Aus der ersten Zeit der geologischen Erforschung sind vor allem Dollfuss und Montserrat zu nennen, die bereits um 1860 Mittelamerika bereisten. Die erste gründliche Bearbeitung des mittelamerikanischen Vulkangebietes verdanken wir Sapper (1913, 1937). Während des zweiten Weltkrieges wurde von Roberts & Irving (1957) eine Bestandsaufnahme der Mineralvorkommen durchgeführt. Nach dem Kriege wurde die geologische Bearbeitung El Salvadors besonders durch die Gründung des „Instituto Tropical de Investigaciones Científicas" und des „Servicio Geológico Nacional" aktiviert. Dabei sind vor allem die Namen Durr, Grebe, Meyer-Abich, Schulz, Weyl und Williams zu nennen. In neuester Zeit gab Weyl (1961) eine Gesamtdarstellung der Geologie des festländischen Mittelamerikas heraus, in der er umfangreiche eigene Untersuchungen mit vielen Einzelarbeiten anderer Autoren vereinigt.

[2] Dieser Wert errechnet sich nach den Notierungen für Gold (35 US-$/Unze) und Silber (ca. 0,90 US-$/Unze) der New Yorker Börse im Jahre 1959.

Die geologische Geschichte El Salvadors ist von der höheren Unterkreide an belegt. Nach Weyl (1961) setzte in der Unterkreide eine Transgression von Norden ein, die im Alb ihren Höhepunkt erreicht haben soll. Mit ihr kamen die Metapan-Schichten zur Ablagerung, die die einzigen marinen Sedimente des Landes sind. Ihre heutige Verbreitung ist auf den Norden des Landes beschränkt. Nach Durr & Stober (1956) bestehen die Metapan-Schichten aus einer ca. 300 m mächtigen Unteren Konglomeratserie und einer 400 m mächtigen Oberen Konglomeratserie, denen eine Kalkserie von ca. 100 m Mächtigkeit zwischengelagert ist. Die obere Konglomeratserie zeigt wieder Übergänge zu terrestrischer Fazies, die für das Gebiet von El Salvador bis heute andauert.

Es folgen nun vulkanische Ereignisse durch den „älteren" Vulkanismus, dessen Effusiva wegen des Fehlens zeitlich bekannter Fixpunkte nicht zu datieren sind.

Der „ältere" Vulkanismus war in seinen Anfängen ein Spaltenvulkanismus, der umfangreiche Decken förderte. Er entwickelte sich auf einem Verwerfungssystem am Südrand eines im N des Landes WNW streichenden Grabens.

Altersmäßig wird dieser Vulkanismus von den verschiedenen Autoren unterschiedlich eingestuft.

Sapper (1937) stellt ihn ins Tertiär. Stirton & Gealey (1949) datieren ihn genauer und geben ihm spätpliozänes bis pleistozänes Alter. Sayre & Taylor (1951) halten den „älteren" Vulkanismus für alt- bis jungtertiär. Williams & Meyer-Abich (1955) folgen ihnen im wesentlichen und stellen ihn ins Pliozän. Durch die Gliederung fossiler Böden aus dem Gebiet um San Salvador kommen Durr & Klinge (1960) zu einem ebenfalls tertiären Alter. Grebe (1961) (zit. n. Weyl (1961)) gibt diesem Vulkanismus ein höheres Alter, da er den Vulkanismus des gesamten Mittelamerikas als Einheit ansieht und die eozänen bis miozänen Förderzeiten des Vulkanismus des südlichen Mittelamerikas (Nicaragua, Costa Rica, Panama) auch auf El Salvador übertragen will.

Aus diesen Angaben geht die Unsicherheit einer Altersstellung hervor. Weyl (1961, S. 106) faßt daher wie folgt zusammen:

„1. Das Alter des tertiären Vulkanismus ist noch nicht näher fixierbar.
2. Ein Beginn des Vulkanismus vor dem Miozän ist wenig wahrscheinlich, im Miozän jedoch zu vermuten.
3. Im Pliozän herrschte in Honduras und El Salvador vulkanische Tätigkeit."

Alle obigen Zeitangaben nennen das Tertiär als Alter des „älteren" Vulkanismus, der im folgenden daher als „tertiärer Vulkanismus" bezeichnet wird.

Nach einer vulkanischen Ruhezeit im Anschluß an diesen „tertiären Vulkanismus" sank parallel zu dem WNW streichenden „älteren" Graben ein „jüngerer" ein. Williams & Meyer-Abich (1955) sowie Dürr & Klinge (1960 a) geben ihm spätpliozänes bis pleistozänes Alter. Am Südrand dieses Grabens bauten sich nach übereinstimmenden Angaben im Pleistozän die „jüngeren" Vulkane auf, die teilweise noch in historischer Zeit aktiv waren oder sich im Solfatarenstadium befinden.

Die pleistozänen Vulkane sind in ganz Mittelamerika gruppenweise in WNW und NW streichenden Reihen parallel zur Küste angeordnet. Den gleichen Linien folgen auch die „vulkano-tektonischen" Senken.

Südlich der pleistozänen Vulkanreihen erstreckt sich eine verschieden breite Küstenebene, die von einigen Berggruppen unterbrochen wird. Die in der Küstenebene abgelagerten Sedimente stammen aus dem vulkanischen Hinterland. In ihnen herrschen nach Hintz (1955) Plagioklase, Augite, Magnetit und Ilmenit vor. Die Mächtigkeit dieser Sedimente ist unbekannt.

Der petrographische Charakter der Eruptiva ist nach neueren Untersuchungen, besonders von Weyl (1955), sehr verschieden. Er variiert vom Basalt zum Rhyolith. Dabei machen die Laven den basischen Teil aus, während die Lockermassen und Schmelztuffe vorwiegend sauer sind.

## IV. Petrographie

Sämtliche im Untersuchungsgebiet und unter Tage angetroffenen Gesteine sind vulkanischen Ursprungs. Ihre genaue Mächtigkeit sowie das Liegende der Serie sind unbekannt. Sie gehört größtenteils zu dem tertiären Deckenvulkanismus, dessen Förderprodukte El Salvador, Nicaragua und Honduras in einem von Sonder (zit. n. Weyl (1961)) auf etwa 300 000 km² geschätzten Gebiet mit einer Mächtigkeit von über 1000 m bedecken.

In der Grube Montecristo treten in erster Linie die stark veränderten Andesite auf, die das Nebengestein der Lagerstätte bilden. Außerdem wurden noch Tuffe angetroffen, die dem Andesit eingelagert sind (s. Anl. 2). Über Tage dominieren Agglomerate.

Daneben sind noch verschiedene Tuffe und ein sehr frischer, olivinführender Andesit aufgeschlossen.

Aus den Lagerungsverhältnissen dieser Vulkanite wurde mit geschätzten Mächtigkeitsangaben folgendes Schemaprofil abgeleitet:

| Gestein | Mächtigkeit (m) | Herkunft |
|---|---|---|
| olivinführender, dunkler Andesit | 50—150 | Vulkan Carangacunga |
| Tuff, limonithaltig | 0— 5 | Vulkan Carangacunga |
| Agglomerat | 150—300 | Vulkan Carangacunga |
| Tuffe: serizitreich | 20— 50 | |
| Tuffe: biotitreich | 50—150 | Vulkan unbekannt |
| Tuffe: verkieselt | 100—200 | |
| Andesit, stark propylitisiert | > 100 | Vulkan unbekannt |
| Kristalltuff | 40— 80 | Vulkan unbekannt |
| grünlicher Tuff | ? | Vulkan unbekannt |

### A. Gesteinsfolge im Untersuchungsgebiet

#### 1. Propylitisierter Andesit

Der liegendste Teil der angetroffenen Vulkanitserie besteht aus dem stark propylitisierten Andesit. Aufgeschlossen ist er in der Grube, die fast vollständig in diesem Gestein steht, sowie über Tage in einem relativ großen Gebiet. Die Mächtigkeit des Andesits beträgt etwa > 100 m.

Dem propylitisierten Andesit sind noch zwei Tuffhorizonte eingelagert, die beide auf der 6. Sohle aufgeschlossen sind (s. Anl. 2): ein älterer, stark veränderter grünlicher Tuff und ein jüngerer, roter Kristalltuff.

Die Farbe des Andesits ist je nach dem Stadium seiner Veränderung verschieden. Es treten graugrüne bis graue Farben auf. Im Gelände fällt seine schalige Verwitterung auf.

Die Struktur des Andesits ist in allen Fällen mittel- bis feinkörnig porphyrisch. Fließtexturen konnten nicht beobachtet werden.

Sein Mineralbestand ist Plagioklas, An 45 bis 50, Orthochlorit, Pennin, Serizit, Calcit und untergeordnet Epidot, Augit, Olivin, Pyrit und vereinzelt Quarz als Einsprenglinge, die sich in einer Grundmasse aus Plagioklasleisten, Serizit, Calcit und Chlorit befinden.

U. d. M. zeigen die Plagioklase, die noch Zwillingsbildungen nach dem Albit- und nach dem Karlsbader Gesetz erkennen lassen, Umwandlungserscheinungen: Sie sind karbonatisiert, serizisiert und chloritisiert. Epidotisierung wurde seltener beobachtet.

In der Nähe der Gänge wurde außerdem eine Albitisierung der Plagioklaseinsprenglinge, eine stärkere Pyritisierung und eine häufige Penninbildung festgestellt. Ebenfalls in Gangnähe wurde Quarz als Füllung feiner Haarrisse beobachtet. Ihm sitzt häufig dann noch hydrothermal gebildeter Calcit auf.

In dem Gestein sind in Abhängigkeit von der Nähe zur Lagerstätte zwei verschiedene Umwandlungen zu erkennen:

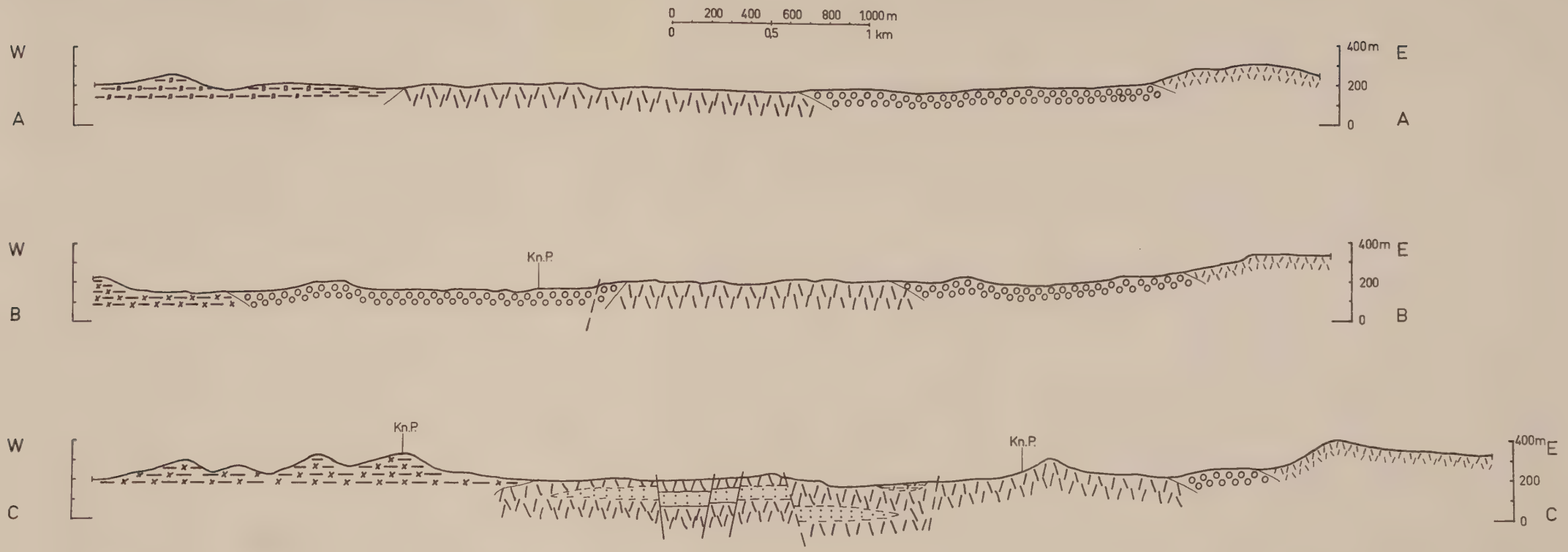
1. eine weiträumige Propylitisierung, die in keinem Zusammenhang zur örtlichen Tektonik steht. Die Propylitisierung ist daher als Autohydratation durch die in der Lava freiwerdenden leichtflüchtigen Bestandteile zu erklären.
2. eine lokale, nur in der Nähe der Gänge beobachtete Veränderung. Sie zeigt sich u. a. in der Albitisierung, die auf $SiO_2$-Zufuhr in den Gangspalten zurückgeführt werden kann. Zur Albitisierung ist nach Barth (1952) und Turner & Verhoogen (1960) eine Zufuhr von Na nötig. Auch sie kann zusammen mit der $SiO_2$-Zufuhr auf den Gangspalten erfolgt sein. — Charakteristisch für diese Art der Veränderung ist weiterhin die Silifizierung auf Haarrissen mit jüngerer Zufuhr von Calcit, die Pyritisierung und die Penninbildung. — Diese i. e. S. hydrothermale Veränderung steht im Gegensatz zur Propylitisierung in enger Beziehung zur Lagerstätte und ihrer Bildung.

Bei beiden beschriebenen Veränderungen, bei der Propylitisierung und bei der hydrothermalen Veränderung, wird Pyrit gebildet. Er zeigt entsprechend seiner Genese charakteristische Eigenschaften, die in folgender Übersicht zusammengestellt sind.

| | Propylitisch gebildeter Pyrit | Hydrothermal gebildeter Pyrit |
|---|---|---|
| Extensität: | gemein | beschränkt auf Gangnähe |
| Intensität: | spärlich | in Mengen |
| Erzmikroskopische Unterschiede: | idiomorpher Pyrit ohne jeden Einschluß | idiomorpher Pyrit mit häufigen Einschlüssen anderer hydrothermal gebildeter Erzmineralien wie ZnS, PbS, $Ag_2S$ usw. |

# PROFILBLATT

## zur geologischen Karte der Umgebung der Grube Montecristo




LEGENDE

olivinführender dunkler Andesit

serizitreicher Tuff

propylitisierter Andesit

limonithaltiger Tuff

biotitreicher Tuff

roter Kristalltuff

Agglomerat

verkieselter Tuff

Anlage 2

In gangnahen Nebengesteinszonen, in jeweils 10 bis 15 m Salbandabstand, ergibt sich eine Überlagerung der beiden Pyritgenesen. Eine ins einzelne gehende Unterscheidung ist auch erzmikroskopisch nicht möglich. Jedoch lassen sich bei Berücksichtigung der beschriebenen Eigenschaften hinreichend genaue Aussagen machen.

### 2. Grünlicher Tuff

Eingelagert ist er mit unbekannter Mächtigkeit dem propylitisierten Andesit. Im Lagerstättenbereich ist der Tuff nur unter Tage aufgeschlossen, NE vom Schacht Plomo, 6. Sohle (s. Anl. 2). Über Tage fehlt er ganz.

Makroskopisch zeichnet sich der Tuff durch seine graugrüne Farbe und seine mm-großen Lapilli aus.

Er besteht aus stark veränderten und nicht mehr bestimmbaren Ca-reichen Plagioklasen, die teilweise albitisiert sind, sonst Chlorit, Calcit, Quarz und Erz.

U. d. M. zeigen sich wieder die Umwandlungen: Karbonatisierung der Einsprenglingsplagioklase (s. Taf. 20, Fig. 1), Albitisierung, Serizitisierung und Chloritisierung. Ebenfalls als Einsprengling tritt Quarz auf, der häufig Korrosionsbuchten zeigt und undulös auslöscht. Die feine Grundmasse besteht aus Plagioklasleisten, viel Serizit, Calcit, Chlorit und untergeordnet Erz. Die Struktur des Tuffes ist feinkörnig-porphyrisch.

Aus den Beobachtungen ergibt sich das Bild eines sowohl propylitisch als auch hydrothermal stark veränderten Tuffes, der in allem dem Andesit ähnelt, dem er zwischengelagert ist.

### 3. Roter Kristalltuff

Ebenfalls im propylitisierten Andesit, jedoch im Hangenden des grünlichen Tuffes, tritt ein roter Kristalltuff auf. Seine Mächtigkeit beträgt schätzungsweise 40 bis 80 m. Aufgeschlossen ist er über Tage in einem zungenförmigen Flecken an der Straße nach Sta. Rosa de Lima (s. Anl. 1). Der Tuff taucht dort nach NNW ein und ist auf der 6. Sohle im Bereich des Grabens (s. Anl. 2), der die Veta Sta. Maria verwirft, wieder aufgeschlossen. Stellenweise enthält der Tuff kopfgroße Bomben aus andesitischem Material.

Im Handstück fällt der Tuff auf durch seine Rotfärbung und das geringe spezifische Gewicht. Er ist mürbe und zerfällt an der Luft zu einem lockeren Grus.

U. d. M. zeigen sich viele frische idiomorphe Plagioklaseinsprenglinge die zum Teil nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Ihrem Chemismus nach handelt es sich um Albite. Sie sind nur sehr schwach vom Rand her seritisiert. Karbonatisierung fehlt ganz. Stark serizitisierte Plagioklasleisten befinden sich dagegen in kleinen Lapilli.

Als weitere Einsprenglinge treten auf: Quarz, in Gangnähe wieder als Spaltenfüllung, und untergeordnet auch Muscovit. Sie befinden sich in einer feinkörnigen Grundmasse, die im wesentlichen aus Serizit und zahlreichen Limonitschlieren besteht.

In seinem Chemismus, Albit und relativ häufige Quarzeinsprenglinge, ist dieser Kristalltuff wesentlich saurer als die meisten anderen Glieder der Vulkanitserie.

### 4. Helle Tuffe

Über Tage stehen im Westteil des Untersuchungsgebietes (s. Anl. 1) verschiedene helle Tuffe an, die gleich alt sind. Sie lassen sich nach ihren verschiedenen Eigenschaften, die teils unter dem Mikroskop, teils im Handstück zu beobachten sind, unterteilen in:

verkieselten Tuff,
biotitreichen Tuff,
serizitreichen Tuff.

#### a) Verkieselter Tuff

Aufgeschlossen ist er im Bereich der Hügelgruppe des Cerro San Pedro, die sich westlich der Lagerstätte befindet (s. Anl. 1). Im S überlagert der Tuff ohne aufgeschlossene Grenze den roten Kristalltuff. Im N reicht der verkieselte Tuff etwa bis an den Rio Seco. Nördlich davon steht Agglomerat an, das auf dem Tuff auskeilt. Das Alter dieses verkieselten Tuffes ist dadurch gegeben, daß er über den propylitisierten Andesit übergreift.

Makroskopisch handelt es sich um einen feinkörnigen weißen Tuff, der gelegentlich Lapilli von 1 bis 2 mm Ø enthält. Er ist sekundär stark verkieselt und zeigt vor allem im Gebiet des Cerro San Pedro die höchsten Kieselsäuregehalte. Stellenweise ist sogar eine völlige Silifizierung zu beobachten, und die ursprünglichen Eigenschaften eines Tuffes sind nur noch durch gelegentliche Lapilli, die in ihrer Form erhalten geblieben sind, zu erkennen. Die Kieselsäure zeigt die feinkristalline Struktur des Chalzedons, der ebenfalls aus der Grube als Spätausscheidung bekannt ist. Eine Erzimprägnation in dem Tuff konnte jedoch nicht beobachtet werden.

### b) Biotitreicher Tuff

Er ist am NW-Rand des kartierten Gebietes aufgeschlossen, wo er teilweise recht schroffe Formen bildet (s. Anl. 1). Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 50 und 150 m.

Makroskopisch fallen in dem feinkörnigen weißen Tuff vor allem die Biotittäfelchen und die abgerundeten Quarze auf, deren Durchmesser maximal 4 mm betragen können.

U. d. M. zeigen sich frische Einsprenglingsplagioklase, An 45 bis 50, Andesin. Sie sind häufig nach dem Albit- und dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und sind z. T. zonar struiert. Dabei ändert sich der Chemismus der einzelnen Schalen vom Ca-reichen Kern zum albitreichen Rand. Als weiterer Einsprengling tritt Biotit auf, dessen Kristalle leicht eingeregelt sind. Etwas weniger häufig tritt Quarz als Einsprengling auf. Er ist teilweise zersprungen und zeigt ausgeprägte Korrosionsbuchten. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig und daher nicht weiter aufzugliedern. Erkennbarer Hauptbestandteil ist jedoch Serizit.

### c) Serizitreicher Tuff

Der serizitreiche Tuff schließt im NW des Untersuchungsgebietes (s. Anl. 1) an den biotitreichen Tuff an. Im E keilt er auf dem propylitisierten Andesit aus. Die Mächtigkeit des serizitreichen Tuffes beträgt 20 bis 50 m. Im Handstück erscheint er als weißer, sehr feinkörniger Tuff ohne erkennbare Einsprenglinge.

U. d. M. stellt sich ein extrem feinkörniges Gefüge dar mit wenigen bruchstückähnlichen Einsprenglingen von Quarz, Feldspat, wohl Plagioklas, und glasigen Schlieren. Die Grundmasse läßt sich nicht aufgliedern. Auffallend ist jedoch der hohe Anteil an Serizit, dessen Schüppchen zu parallel orientierten Ketten aneinandergereiht sind (s. Taf. 20, Fig. 2).

## 5. Agglomerat

Der größte Teil des Untersuchungsgebietes (s. Anl. 1) ist mit Agglomerat bedeckt, das nur über Tage mit einer Mächtigkeit von etwa 150 bis 300 m ansteht. Es ist jünger als der propylitisierte Andesit, jünger als die Vererzung und die verschiedenen hellen Tuffe.

Das Agglomerat baut den Höhenzug am Südrand des kartierten Gebietes auf, wo die herausgewitterten andesitischen Bruchstücke in großen Mengen als maximal tischgroße Rollstücke auftreten. Die Größe der verkitteten Bruchstücke dieses Agglomerates ist stark abhängig von der geographischen Lage: Im E des Gebietes

herrschen die maximal tischgroßen Blöcke vor, während im W vor allem nuß- bis faustgroße Stücke zu finden sind. Vereinzelt sind sogar Übergänge zum Lapillituff zu beobachten. Aus der Bruchstücksortierung ist zu schließen, daß das Agglomerat im E des Gebietes, also im Bereich des Vulkans Carangacunga, gefördert wurde, der aus dem jüngeren, olivinführenden, dunklen Andesit aufgebaut ist.

Das Bindemittel besteht aus Tuffen, die in den hangenden Lagen hellbraun gefärbt sind, in den liegenden Partien dagegen rotbraun.

U. d. M. weisen diese rotbraunen Tuffe Einsprenglingsplagioklase mit An 45 bis 50, Andesin, auf. Sie sind karbonatisiert, serizitisiert, chloritisiert und epidotisiert. Als weitere Einsprenglinge treten auf: Biotit, untergeordnet Quarz, sowie Limonit in schlieriger Form. Die Grundmasse ist feinkörnig und enthält neben vulkanischem Glas unbestimmbare Feldspatleisten, Serizit und Chlorit.

Die hellbraunen Tuffe unterscheiden sich u. d. M. bei sonst gleichem Mineralbestand nur durch einen kleineren Limonitanteil.

Die Bruchstücke bestehen aus einem sehr frischen, grauen Gestein.

U. d. M. zeigt sich ein feinkörnig-porphyrisches Gefüge. Eingesprengt sind Plagioklase, An 45 bis 50, Andesin, weiter Erz, Augit und Quarz. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Plagioklasmikrolithen, An 20 bis 25, Oligoklas und vereinzeltem Biotit. — Die Einsprenglingsplagioklase sind sehr schön zonar struiert. Sie zeigen Zwillinge nach dem Albit- und dem Karlsbader Gesetz. Erz findet sich weitgehend als Umwandlungsprodukt des offenbar titanreichen Augites, der aber selbst nur noch untergeordnet zu beobachten ist. Als Hohlraumfüllung tritt noch Quarz auf, der kleine Schnüre bildet und stellenweise Sphärolithenkreuze zeigt.

Eine quantitative Bestimmung des Mineralbestandes ergab folgendes Ergebnis:

60,4 Vol-% Plagioklaseinsprenglinge, An 45 bis 50,
34,3 Vol.-% Plagioklas, Grundmasse, An 20 bis 25,
3,0 Vol.-% Erz (sekundär aus Augit),
1,5 Vol.-% Quarz,
0,6 Vol.-% Augit,
± Biotit.

Nach Tröger (1935, Nr. 324) ist dieser Mineralbestand charakteristisch für einen „Andesin-Andesit".

Der beschriebene Mineralbestand dieses Andesin-Andesits läßt Schlüsse auf die primäre Zusammensetzung des propylitisierten Andesits zu, da das Agglomerat ihn wohl durchschlagen hat.

### 6. Limonithaltiger Tuff

Er liegt sowohl auf dem Agglomerat (s. Anl. 1), von dem er sehr gut zu trennen ist, als auch auf dem propylitisierten Andesit. Die Mächtigkeit des Tuffes ist gering und beträgt etwa nur 5 m.

Es handelt sich um einen hellbraunen Tuff, der makroskopisch feinkörnig erscheint und frei von Einsprenglingen ist.

U. d. M. ist ein feinkörnig-porphyrisches Gefüge zu beobachten. Als Einsprengling findet sich Plagioklas, An 45 bis 50, Andesin. Er zeigt Umwandlungen durch Karbonatisierung, Serizitisierung und Chloritisierung. Die feinkörnige Grundmasse besteht aus serizitisierten Plagioklasleisten, vielen Limonitschlieren und Chlorit.

In seinem Mineralbestand ist dieser Tuff dem Bindemittel des Agglomerates sehr ähnlich. Er ist daher als kurze, rein tuffige Nachphase der Agglomeratförderung aufzufassen.

### 7. Olivinführender, dunkler Andesit

Am Cerro Carangacunga liegt eine 50 bis 150 m mächtige, junge Lavadecke, die ein fast ebenes Plateau bildet (s. Anl. 1).

Es handelt sich hier um ein Gestein, das schlackenähnlich ist und viele Blasenhohlräume zeigt. Seine Farbe ist rötlich-grau.

Das Gestein besteht aus Plagioklas-, Olivin- und Augiteinsprenglingen, die in einem pilotaxitischen Grundgewebe liegen, das außer Plagioklasleisten Augit führt. Vorhanden ist weiterhin Olivin, Glas und Erz.

U. d. M. sind frische Plagioklaseinsprenglinge, An 45 bis 50, Andesin, zu beobachten. Sie zeigen Zwillinge nach dem Albit- und dem Karlsbader Gesetz. Eingesprengt sind außerdem noch Olivin, der randlich und auf Rissen zu Iddingsit umgewandelt ist, und Augit. Die Grundmasse besteht aus Plagioklasleisten, ebenfalls Andesin, die eine ausgeprägte Fließtextur zeigen (s. Tafel 20, Fig. 3), weiterhin aus Augit und untergeordnet aus Olivin, Glas und Erz.

Eine quantitative Bestimmung des Mineralbestandes zeigt folgendes:

69,3 Vol.-% Plagioklas, Grundmasse, An 45 bis 50,
4,2 Vol.-% Plagioklaseinsprenglinge, An 45 bis 50,
15,0 Vol.-% Augit, z. T. als Einsprengling,
7,6 Vol.-% Olivin, z. T. in der Grundmasse,
2,3 Vol.-% Glas,
1,4 Vol.-% Erz.

Dieser Mineralbestand kennzeichnet nach Tröger (1935, Nr. 327) einen „Andesinbasalt" oder „olivinführenden, dunklen Andesit". Diese Bezeichnung ist sehr charakteristisierend und wird deswegen benutzt. In seinem Chemismus liegt das Gestein bereits auf der Grenze vom dioritischen zum gabbrodioritischen.

Die Herkunft des Gesteins ist eindeutig dem Vulkan Carangacunga zuzuschreiben. Da der Mineralbestand des olivinführenden, dunklen Andesits bis auf die Iddingsitbildungen primär ist, wird ein sehr junges Alter angenommen. Auf jeden Fall ist diese Lava dem pleistozänen Vulkanismus zuzuordnen.

Nach den geologischen Karten (Williams & Meyer-Abrich (1955), Durr & Klinge (1960), Grebe (1961)), die Weyl (1961) zusammenfaßt, liegt der Carangacunga im Bereich des tertiären Vulkanismus, doch konnte ihm jetzt auch pleistozäne Aktivität nachgewiesen werden.

Entsprechend konnten Durr & Klinge (1960) zeigen, daß einige Vulkane der pleistozänen Phase auch schon im Tertiär aktiv waren und ebenfalls beiden vulkanischen Phasen angehören.

## V. Zusammenhänge zwischen Vulkanismus und Großtektonik

Aus vorliegenden, petrographischen Untersuchungen ließ sich für den tertiären und pleistozänen Vulkanismus des Untersuchungsgebietes zeigen, daß der Mineralbestand der Förderprodukte basisch bis intermediär ist.

Weyl (1955, 1957, 1961) hält jedoch den Vulkanismus des nördlichen Mittelamerikas für sialisch und begründet diese Feststellung mit Schätzungen Putnam's (1926), mit eigenen Analysenergebnissen, die ein Schwergewicht im intermediären Bereich zeigen, sowie mit der Bemerkung (1961, S. 140), daß insbesondere die neueren Arbeiten aus El Salvador immer wieder den großen Anteil saurer Lockermassen erkennen lassen.

Dagegen läßt sich folgendes anführen:

1. Hintz (1955) betont bei seinen Untersuchungsergebnissen die Armut an Quarz und das überwiegende Auftreten basischer Plagioklase in vulkanogenen Sedimenten El Salvadors.
2. Ljunggren (1958) kommt in einer Arbeit über die „schwarzen Sande" der pazifischen Küste Guatemalas auch zu dem Ergebnis, daß der Anteil an Quarz gering ist.

3. Eigene Beobachtungen zeigen, daß nicht alle Lockermassen sauer sind. Im Untersuchungsgebiet führen nur 50% der angetroffenen Tuffe Quarz und vulkanisches Glas. Die Mehrzahl enthält Andesin, und nur in einem Tuff konnten Albite festgestellt werden. — Auch die von Weyl (1961) angeführten „sauren Lockermassen" sind als Differentiate eines simischen Magmas nur dazitisch. — Es erscheint daher möglich, daß das Gesamtbild des Vulkanismus durch die auffallenden jungen Tuffe, wie sie in der Umgebung der Hauptstadt San Salvador aufgeschlossen sind, verfälscht wird. Ebenfalls sind die Laven basisch bis intermediär. Sie bestehen im Untersuchungsgebiet aus Andesiten, die keinen Kalifeldspat und nur vereinzelt Quarz führen. Für eine $SiO_2$-arme und daher dünnflüssige Lava spricht auch ihre Ablagerung in Form weiter Decken.

Dies alles erlaubt den Schluß, daß die ausgedehnten Lavadecken mit großer, noch unbekannter Mächtigkeit nicht genügend berücksichtigt wurden. Der Charakter des Vulkanismus des nördlichen Mittelamerikas ist mit Sicherheit basisch bis intermediär.

Die Herkunft der Magmen ergibt sich aus der Deutung des Zusammenhanges zwischen dem Vulkanismus des nördlichen Mittelamerikas und der Großtektonik.

Weyl (1960, 1961) glaubt, im südlichen Mittelamerika eine Geosynklinale nachweisen zu können, die in der Oberkreide gebildet wurde. Im Miozän soll dann eine sehr schwache, tektonische Phase, die nur zu einer schwachen Faltung, aber zu keinem ausgesprochen „alpinotypen" Baustil führte, gefolgt sein. Aber auch unter diesen Voraussetzungen kann nicht von einer „Orogenese" gesprochen werden, die im nördlichen und südlichen Mittelamerika einen „verlängerten initialen Vulkanismus" bzw. einen „initialen Vulkanismus" im Sinne Stille's (1940, 1950) hervorrufen konnte.

Es liegt vielmehr in Mittelamerika die gleiche Erscheinung vor, die auch Gerth (1955) und Zeil (1960) in den südamerikanischen Kordilleren beobachten konnten: Es handelt sich hier um einen Vulkanismus, der nach dem Chemismus seiner Förderprodukte sowie nach der Art seiner Stoffzufuhren (Lagerstättenbildung, Albitisierung) dem „initialen Vulkanismus" Stille's (1950) sehr ähnlich ist. Jedoch ist er nicht in den tektonisch-magmatischen

Zyklus Stille's einzuordnen, da hier Orthogeosynklinale und alpinotype Verformungen fehlen.

Vielmehr besteht — wie in den südamerikanischen Kordilleren — ein ursächlicher Zusammenhang zwischen den großtektonischen Zerrungsstrukturen und dem Vulkanismus, dessen Förderprodukte daher nur von einem juvenil-simischen Magma abzuleiten sind.

## VI. Tektonik

In der Lagerstätte und im Untersuchungsgebiet über Tage tritt als bestimmender Baustil nur Bruchtektonik auf. Alle Anzeichen eines alpinotypen Orogens fehlen hier völlig.

### A. Der tektonische Rahmen der Lagerstätte

Die tektonische Entwicklung des Untersuchungsgebietes innerhalb des mittelamerikanischen Großbaues ist durch Grabenbrüche verschiedener Größenordnungen und Richtungen gekennzeichnet: Nördlich des Grubengebietes erstreckt sich, noch innerhalb der Staatsgrenzen El Salvadors, ein tertiärer, etwa 120° streichender Graben, auf dessen Rändern sich der tertiäre Vulkanismus entwickelte. Südlich des Lagerstättenbereiches verläuft, fast genau parallel zu dem tertiären Graben, der pleistozäne Graben, zu dem der pleistozäne Vulkanismus (s. S. 296) in ähnlichen Beziehungen steht. Dieser Graben setzt sich im südlichen Mittelamerika mit allerdings etwas verändertem Streichen (130°) fort. Das bestimmende großtektonische Element im E des Grubengebietes ist der N—S streichende Comayagua-Graben. Er tritt am Knickpunkt der 120 und 130° streichenden Bruchlinien von S aus dem Pazifik auf das Festland über und läßt sich nordwärts als jüngste (?) (s. S. 310) Querstruktur bis zum Karibischen Meer verfolgen. Dieser Querstruktur fehlt, im Gegensatz zu den älteren, jede vulkanische Begleitung.

### B. Tektonische Beobachtungen im Lagerstättenbereich

Zur Klärung der Tektonik wurden in der Grube 1200 Kluftmessungen durchgeführt. Wertvolle Hinweise auf die Zusammenhänge mit dem Bau der näheren Umgebung bot auch die photogeologische Auswertung der Luftbilder[3].

[3] Für die Überlassung der Luftbilder SAL — 2 — 78 bis SAL — 2 — 80 danke ich auch an dieser Stelle der „Dirección General de Cartografía", San Salvador.

Da die 6. Sohle der Grube während der Untersuchungen 1958/59 am weitesten aufgeschlossen und damit die besten, frischesten Aufschlüsse bot, wurden die Kluftmessungen auf diesen Bereich beschränkt. Eine statistische Zusammenstellung[4] (s. Abb. 1) ergab folgende Streichrichtungen als Maxima:

5° mit 4,00 % relativer Häufigkeit,
105° mit 4,50 % relativer Häufigkeit,
120° mit 10,00 % relativer Häufigkeit,
130° mit 16,00 % relativer Häufigkeit.

Durch die photogeologische Auswertung der Luftbilder stellte sich dann heraus, daß die 120°- und die 130°-Richtung im weiteren Bereich auch über Tage vorherrscht (s. S. 310).

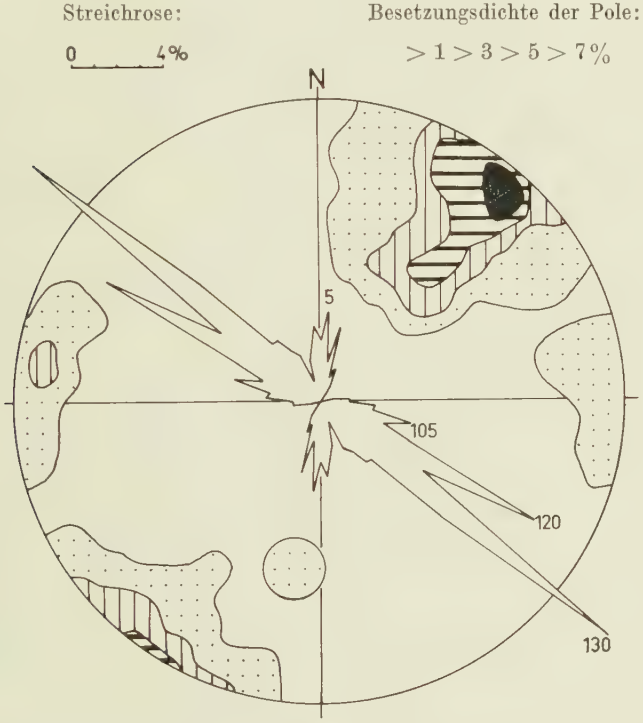



Abb. 1. Sammeldiagramm der Klufttektonik, Grube Montecristo, 1200 Messungen.

[4] Die Kluftmessungen wurden in der flächentreuen Projektion der Lagekugel („Pol-Lage") dargestellt.

Im Grubengebäude sind in den verschiedenen Sohlen zehn etwa parallel streichende, vererzte Gänge aufgeschlossen (s. S. 293). Diese Gänge sind jeweils 500 bis 600 m in streichender Länge aufgefahren.

Die Einfallsrichtung der unter Tage gemessenen Klüfte ist vorwiegend NE, untergeordnet auch SW (s. Abb. 1). Die Beträge schwanken von halbsteil bis saiger. Die edelmetallführenden Quarzgänge streichen 5, 105, 120 und 130°. Sie sind echte tektonische Zerrungsspalten mit glatten Salbändern. Während sämtliche Erzgangbildungen mit 45 bis 85° nach NE einfallen, zeigen die von Mineralfüllung freien Klüfte auch ein quantitativ untergeordnetes Einfallen nach SW. Auf die Bedeutung der unterschiedlichen Einfallsrichtung (bei gleicher Streichrichtung) für die Mineralfüllung sei schon vorweggreifend aufmerksam gemacht.

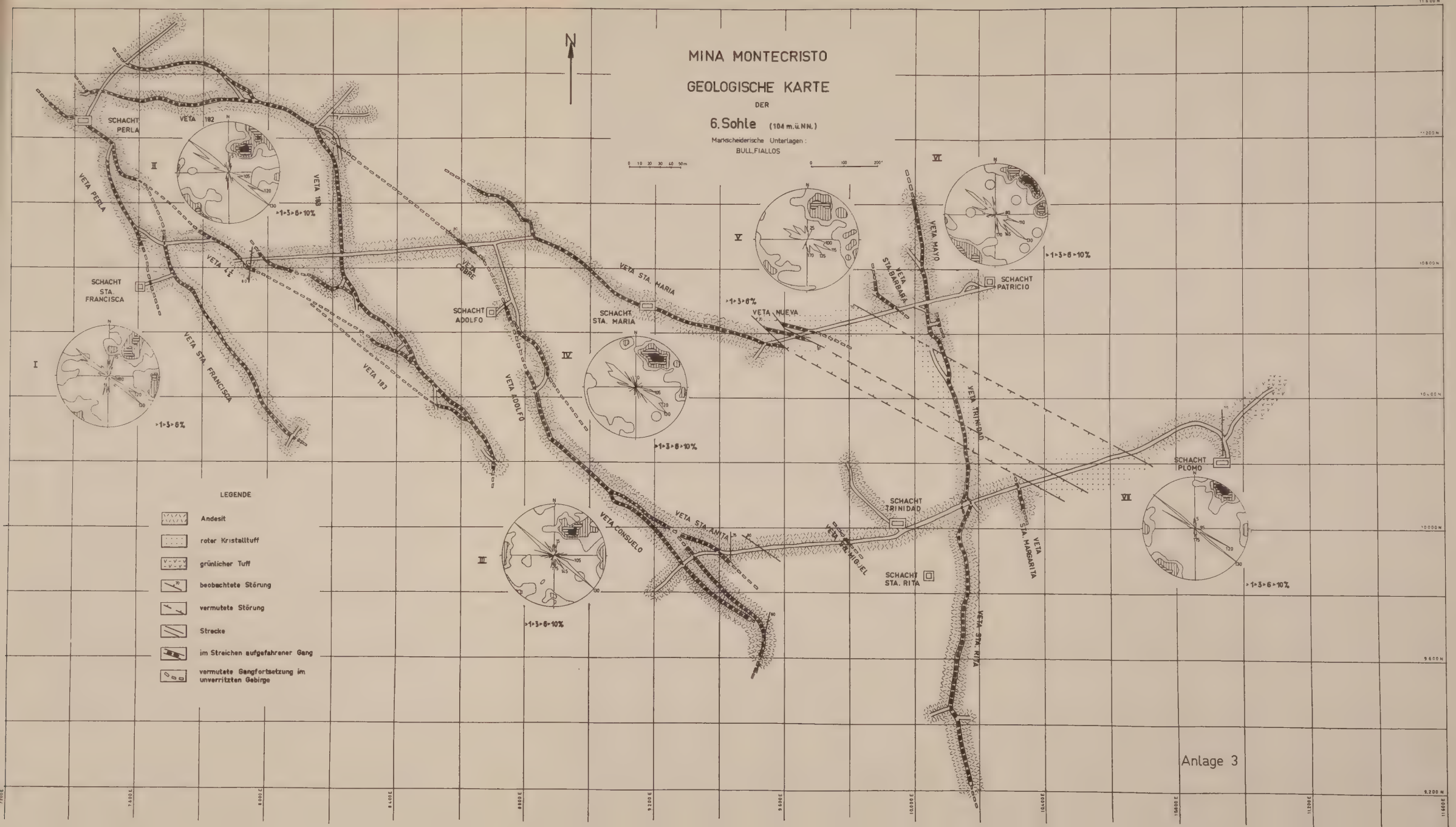
Es ist häufig zu beobachten, daß zwei oder mehrere, eng benachbarte Gänge mit parallelem Streichen und gleicher Einfallsrichtung, aber verschiedenen Fallbeträgen, zur Teufe hin konvergieren und schließlich zusammenlaufen. Mit größerer Teufe ist also damit zu rechnen, daß sich die Zahl der Gänge verringert und nur noch wenige, aber mächtige Gänge vorhanden sind.

Die tektonischen Untersuchungen ergaben, daß die Lagerstätte aus zwei Bereichen besteht, die eine unterschiedliche tektonische Beanspruchung erkennen lassen:

Im Westteil der Grube herrschen die 105, 120 und 130° streichenden Gänge vor, im Ostteil dagegen treten in erster Linie N—S streichende Gänge auf. Im Westteil fallen die Klüfte mit 40 bis 90° nach NE ein, während sie im Ostteil bei gleicher Streichrichtung nur steil mit 75 bis 85° einfallen. Dies wird besonders deutlich durch die Lage der Polmaxima der 120 und 130° streichenden Klüfte: Im W treten zwei Maxima (40 bis 60 und 70 bis 85°) (s. Anl. 3, Diagr. I), während im E nur noch ein Maximum vorkommt, das zwischen 70 und 85° liegt (s. Anl. 3, Diagr. VI und VII).

Als besonderes Merkmal der Klufttektonik im Lagerstättenbereich konnte festgestellt werden, daß nur die 105, 120 und 130° streichenden Gänge verworfen sind. Auch die Verwerfungsbeträge weisen in beiden Lagerstättenbereichen verschiedene Beträge auf: Ihre Sprunghöhen wachsen von W nach E an.

Im W wird z. B. die Veta $4\frac{1}{2}$ auf der 6. Sohle durch eine 5°/80° W verlaufende Störung um 0,50 m und die Veta Cobre durch eine Störung 130°/80° E um 1,00 m verworfen.


MINA MONTECRISTO
GEOLOGISCHE KARTE
DER
6. Sohle (104 m. ü. NN.)
Markscheiderische Unterlagen:
BULL, FIALLOS
N
SCHACHT PERLA
VETA 182
VETA PERLA
VETA 183
SCHACHT STA. FRANCISCA
VETA STA. FRANCISCA
SCHACHT ADOLFO
VETA CUBRE
VETA STA. MARIA
SCHACHT STA. MARIA
VETA NUEVA
VETA ADOLFO
VETA CONSUELO
VETA STA. ANITA
VETA STA. MIGUEL
SCHACHT STA. RITA
VETA STA. RITA
SCHACHT TRINIDAD
VETA TRINIDAD
VETA STA. BARBARA
VETA MAYO
SCHACHT PATRICIO
VETA STA. MARGARITA
SCHACHT PLOMO
I
II
III
IV
V
VI
VI
>1>3>6>10%
LEGENDE
Andesit
roter Kristalltuff
grünlicher Tuff
beobachtete Störung
vermutete Störung
Strecke
im Streichen aufgefahrener Gang
vermutete Gangfortsetzung im unverritzten Gebirge
Anlage 3

Im E zeigt sich die stärkere, tektonische Beanspruchung u. a. in einem auf 95 m querschlägig durchfahrenen kleinen Graben. Seine westliche Begrenzung bildet eine Störung 135°/70° E mit 25 bis 30 m Sprunghöhe. Um diesen Betrag wird die 105° streichende Veta Sta. Maria verworfen. Der abgesunkene Teil wurde von den Bergleuten als neuer Gang angesehen und dementsprechend benannt („Veta Nueva"). Den östlichen Grabenrand kennzeichnet eine 120°/70° W-Störung mit 15 bis 20 m Sprunghöhe. In seinem westlichen Drittel wird der Graben durch eine Störung unterteilt. Sie verläuft 115°/80° W und bildet zusammen mit der östlichen Randstörung einen Staffelbruch.

Der Graben besteht also aus zwei Schollen, von denen die westliche um 25 bis 30 m, die östliche dagegen nur um 15 bis 20 m abgesunken ist. Beide Schollen führen jedoch den roten Kristalltuff, der als Einlagerung im propylitisierten Andesit mit abgesunken ist und daher als Bezugshorizont dienen kann. Die Sprunghöhe der einzelnen Grabenteile liegt also noch innerhalb der Mächtigkeit dieses roten Kristalltuffes. — In seiner südöstlichen Fortsetzung wurde der Graben auf der 6. Sohle noch einmal durchfahren. Das Streckenstück ist jedoch (ausnahmsweise!) ausgebaut, und nur die starke Wasserführung während der Regenzeit und die Tatsache, daß überhaupt ein Streckenausbau nötig war, geben noch Hinweise auf den Grabenverlauf.

Die N—S verlaufende Veta Trinidad, die streichend aufgefahren ist, wurde dagegen vom Graben nicht verworfen! Daraus ist zu schließen, daß die Veta Trinidad eine nach der Grabenbildung angelegte Gangspalte darstellt (s. Anl. 3).

Auch in den Kluftdiagrammen dieses Bereiches spiegelt sich die Grabenbildung wider. So ist auf beiden Diagrammen VI und VII (s. Anl. 3) neben dem üblichen Polmaximum (70 bis 85° NE) noch eine relativ große, außergewöhnliche Besetzungsdichte bei 75 bis 90° SW festzustellen. Damit deuten sich wohl die beiden Grabenflanken an.

Östlich dieses unter Tage aufgeschlossenen Grabens kann im Tal der Quebrada Honda, eines kleinen Flusses außerhalb des Grubenbereiches, auf Grund der photogeologischen Auswertung der Luftbilder ein weiterer, aber größerer Graben vermutet werden. Er streicht ebenfalls 120 bis 130° und ist über Tage 600 bis 700 m breit.

Bei allen nachgewiesenen Störungen konnten in erster Linie Vertikalbewegungen einzelner Schollen bzw. Schollenstreifen festgestellt werden; für größere, horizontale Bewegungen liegen weder auf den Störungsflächen noch auf den Salbändern irgendwelche Hinweise vor.

### C. Altersbeziehungen

#### 1. Altersbeziehungen zwischen den einzelnen Kluftsystemen

Als Ergebnis der tektonischen Beobachtungen können an Hand der unterschiedlichen Streichrichtungen der Gänge und ihrer Verwerfungsabfolge Altersbeziehungen aufgestellt werden. Alles in allem handelt es sich um eine Zerrungstektonik. Sie schuf:

1. die 105, 120 und 130° streichenden Gangspalten als ältere Bildungen; (auf den gleichen Richtungen dauerten die Bewegungen jedoch an und führten zu den genannten Gangverwerfungen und Gräben).
2. die N—S streichenden Gangspalten, sowie vereinzelte parallel verlaufende Störungen, die sich in jedem Fall als die jüngeren Bildungen erweisen.

Zu ähnlichen Ergebnissen kam auch Grebe (1961) (zit. n. Weyl (1961)). Er unterscheidet dabei folgende Systeme:

1. ein E—W verlaufendes System mit örtlichen Abweichungen von ± 20° als ältestes, doch immer wieder belebtes System,
2. ein NW—NE- und ein NE—SW-System, die beide jünger sind,
3. ein NNW—SSE-System und ein NNE—SSW-System als jüngste.

Ein Vergleich der eigenen Ergebnisse mit denen Grebe's zeigt die Übereinstimmung im Alter der 105-, 120- und 130°-Richtungen, sowie im Alter der 5°-Richtung. Dagegen konnte das NE—SW-System Grebe's im Untersuchungsgebiet nicht gefunden werden.

Aus allem erhebt sich die Frage, ob vom Alter der lokalen Kluftsysteme auch auf die Altersstellung der 120-, der 130- und der

5°-Richtungen der Großstrukturen zu schließen ist. Diese Frage drängt sich nämlich auf, wenn man die richtungsmäßig ungewöhnlich genaue Übereinstimmung der lokalen und regionalen Bruchstrukturen betrachtet.

## 2. Altersbeziehungen zwischen den tektonischen Richtungen und den Vulkaniten

Die älteren 105-, 120- und 130°-Richtungen sind belegt durch die vererzten Gänge, Verwerfungen und Gräben. Die Gänge sind dabei ausschließlich an das mit 115 m Mächtigkeit aufgeschlossene Paket des propylitisierten Andesits gebunden. Auch konnten die Grabenbildungen nur in dieser Gesteinsserie beobachtet werden. Diese ältere Bruchtektonik setzt sich also nicht in die jüngeren (hangenden) vulkanischen Serien hinein fort.

Im Luftbild ist z. B. gut zu verfolgen, wie der im Tal der Quebrada Honda vermutete Graben aussetzt, sobald er in ein Gebiet ausläuft, in dem das jüngere Agglomerat ansteht. Lediglich der östliche Grabenrand ist auch noch durch die Oberfläche des Agglomerates morphologisch angedeutet.

Durch diese Beobachtungen kann das Alter der 120- und 130°-Störungen festgelegt werden. Sie sind jedenfalls älter als das Agglomerat und jünger als der propylitisierte Andesit.

In der 105°-Richtung haben die Bewegungen offenbar länger angehalten oder sind wieder aufgelebt; denn diese tritt zusammen mit den älteren Bildungen (120 und 130°) in den Gängen auf, konnte aber auch neben der jüngeren 5°-Richtung im verkieselten Tuff am Cerro San Pedro beobachtet werden. Hier stehen die 105- und 5°-Richtungen in enger Beziehung zur Chalzedonzufuhr. Im hangenden Agglomerat treten sie dagegen nicht auf; sie sind demnach älter als das Agglomerat.

Anzeichen einer noch jüngeren Tektonik, die auch das Agglomerat oder den olivinführenden, dunklen Andesit beansprucht hätte, fehlen ganz.

Es ergibt sich in großen Zügen folgendes Altersverhältnis zwischen den Vulkaniten und den tektonischen Ereignissen:

| Vulkanische Ereignisse | | Tektonische Ereignisse |
|---|---|---|
| olivinführender, dunkler Andesit<br>limonithaltiger Tuff<br>Agglomerat | | |
| | Lagerstättenbildung | Aufreißen der 5°-Klüfte und Gangspalten, weitere Bewegungen auf den 105°-Klüften |
| helle Tuffe, in Lagerstättennähe silifiziert | | |
| | | Weiterer Einbruch der Gräben, Gangverwerfungen |
| propylitisierter Andesit<br>mit zwischengeschalteten Tuffen | | Zerrungstektonik, Bildung der 105, 120 und 130° Gangspalten, Anlage der Grabenbrüche |
| ? ? ? | | ? ? ? |

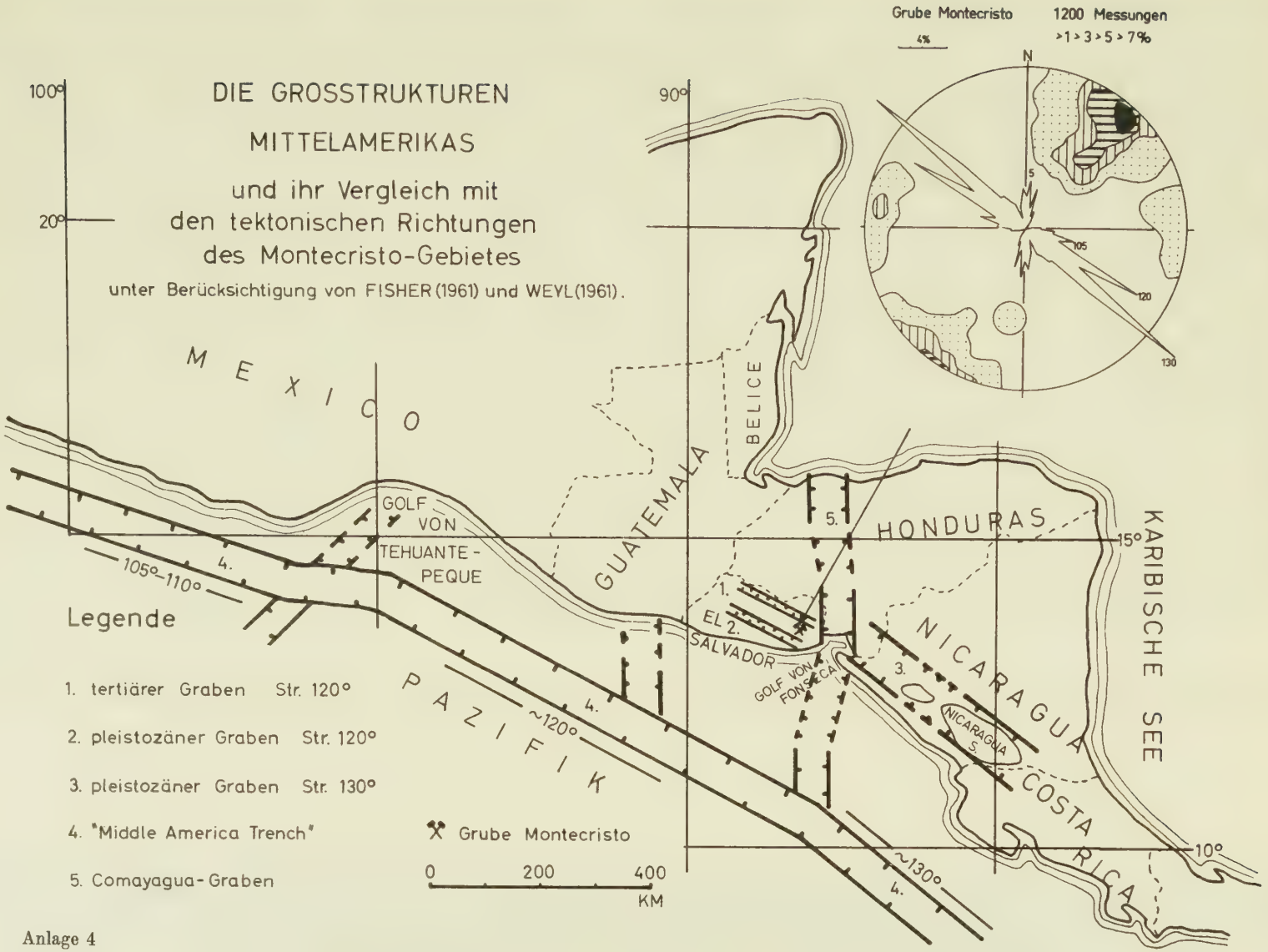
### D. Beziehungen der Tektonik der Lagerstätte zur Großtektonik des mittelamerikanischen Raumes

(hierzu vgl. Anl. 4)

Die im Lagerstättenbereich gemessenen Kluftmaxima (105, 120, 130 und 5°) stimmen ungewöhnlich genau mit den großtektonischen Bruchrichtungen des mittelamerikanischen Bruchschollen- und Vulkangebietes überein.

Die 105°-Richtung ist belegt durch das Streichen des mexikanischen Abschnittes des „Middle America Trench" (vgl. Fisher (1961, S. 705)), der parallel zur mexikanischen Pazifikküste von Acapulco bis Port Angeles verläuft. — Im Untersuchungsgebiet ist diese Richtung nicht mehr sehr kräftig ausgebildet, doch tritt das Maximum noch deutlich hervor. — Am Ende dieses 105 bis 110° streichenden mexikanischen Grabenabschnittes befindet sich der Golf von Tehuantepeque, der in der Fortsetzung einer submarinen, 50° streichenden Grabenstruktur liegt.

Etwa vom Golf von Tehuantepeque bis fast zum Golf von Fonseca dominiert in Guatemala und im westlichen und mittleren El Salvador die 120°-Richtung. Ihr sind drei Grabenstrukturen zuzuordnen (Weyl (1960, 1961)), an deren Flanken jeweils Vulkanreihen aufgebaut sind. Dabei läuft die geologische Entwicklung von N nach S: Im N liegt der tertiäre Graben mit den an ihn geknüpften tertiären Vulkanen, südlich davon erstreckt sich der




Anlage 4

Zu S. 312.

parallel verlaufende pleistozäne Graben mit dem pleistozänen bis rezenten Vulkanismus. Als jüngste Bildung ist der 150 km südlich der pazifischen Küste nachgewiesene „Middle America Trench" (Heacock & Worzel (1955), Fisher (1961)) anzunehmen, der von einer parallelen Reihe 70 bis 150 km tiefer Erdbeben-Hypozentren (Schulz & Weyl (1960 a, b)) begleitet wird.

Auch die 130°-Richtung ist im südlichen Mittelamerika (Nicaragua, Costa Rica) ebenfalls durch festländische und submarine Strukturen belegt.

Der Golf von Fonseca liegt wiederum am Knickpunkt der großtektonisch hervortretenden 120- und 130°-Richtungen. Außerdem streicht hier eine etwa N—S verlaufende Querstruktur, die von Sapper (1937) als eine streifenförmige Bruchzone aufgefaßt wird und die nordwärts bis zum Karibischen Meer zu verfolgen ist. Nach einem Fluß, der in diesem Gebiet fließt, heißt die Bruchzone „Comayagua-Graben". Ihr Streichen deutet sich im Untersuchungsgebiet in der jüngsten 5°-Richtung an. — Der Golf von Fonseca ist schon aus seinem morphologischen Bild als Einbruchsbecken zu deuten. Ihm entragen noch mehrere abgesunkene Vulkankegel. Nach den neuesten ozeanographischen Vermessungen von Fisher (1961) bildet sich der Grabenverlauf noch vor der Küste im submarinen Relief ab.

Überblickt man den großtektonischen Rahmen des Lagerstättengebietes, so ergibt sich, daß sowohl die regionalen als auch die lokalen Bruchstrukturen in einer erstaunlichen Genauigkeit richtungsmäßig übereinstimmen. Auf ähnliche Zusammenhänge weist z. B. auch Byers (1961) bei den Aleuten-Inseln hin: Hier verläuft ebenfalls eine quartäre Vulkanreihe parallel zu dem vorgelagerten Tiefseegraben, dem „Aleutian Trench".

Zusammenfassend kann herausgestellt werden, daß sich alle Maxima der örtlichen Tektonik des Montecristo-Gebietes auffallend gleichsinnig in den großtektonischen Rahmen einfügen. Dieser umfaßt das gesamte mittelamerikanische Vulkangebiet von Mexiko bis Costa Rica. Dabei zeigt sich, daß die verschiedenen lokalen NW—SE-Kluftmaxima mit zunehmender Entfernung von der entsprechenden Großstruktur abnehmen. So tritt z. B. die im mexikanischen Abschnitt des Mittelamerikagrabens vorherrschende 105- bis 110°-Richtung im Untersuchungsgebiet nur mit 4% relativer

Häufigkeit auf. Dagegen ist die im südlichen Mittelamerika dominierende 130°-Richtung im Montecristo-Gebiet mit 16% relativer Häufigkeit vertreten.

### E. Zur Deutung der Tektonik

Aus der auffallenden richtungsmäßigen Übereinstimmung der großtektonischen Bruchstrukturen Mittelamerikas und der lokalen Bruchtektonik des Montecristo-Gebietes ist zweifellos auch eine genetische Verwandtschaft ableitbar.

Es ist bekannt, daß große Grabenstrukturen meist unmittelbar mit vulkanischer Tätigkeit zusammenhängen. Eine solche kausale Verknüpfung von überregionalen Großstrukturen mit vulkanischer Aktivität ist zweifellos auch am mittelamerikanischen Pazifikrand vorhanden. Die vorliegenden Untersuchungen über das Grubengebiet Montecristo weisen darauf hin, daß die Bruchtektonik und der Vulkanismus dieses Gebietes von der übergeordneten Großstrukturprägung vorgezeichnet wurden, dies sowohl bezüglich der Richtung und Lokalisierung, als auch der zeitlichen Abfolge.

Die Untersuchungsergebnisse lassen weiter erkennen, daß im Bereich der Lagerstätte Montecristo mindestens im Anschluß der älteren Phase der andesitischen Deckenergüsse (Tertiär) sich ein sehr flachliegender vulkanischer Herd entwickelt haben muß. Seine Position innerhalb der pazifischen Randbrüche ist jedoch durch die übergeordneten und zweifellos sehr tief greifenden Bruchlinien vorbestimmt.

Die geringe Tiefenlage dieses jüngsten vulkanischen Herdes ergibt sich einmal aus der Tatsache, daß die Komponenten der Agglomeratserie ausschließlich aus Bruchstücken der darunter liegenden andesitischen Decken bestehen. Die vulkanische Förderung der Agglomerat-Phase hat also offensichtlich keine älteren Gesteinsserien als die der tertiären Andesitdecken durchschlagen. Außerdem ergibt sich aus den kluftstatistischen Aufnahmen eine typische Zerrungstektonik, die auf eine verhältnismäßig flache Aufwölbung der oberen vom Bergbau durchfahrenen Partien der Andesitdecken zurückzuführen ist. Der Scheitel dieser Aufwölbungszone streicht parallel zu den beiden Gräben, 120 bis 130°, und liegt etwa auch in deren streichendem Verlauf. Die beiden Grabenstreifen würden demnach ungefähr die eingebrochenen Dachregionen dieser Aufwölbung darstellen.

So weisen auch alle Gangspalten im Lagerstättenbereich ein etwa paralleles NE-Einfallen auf.

Unterstützt werden diese Vermutungen noch durch folgende Beobachtungen: Im Gegensatz zu den NE einfallenden Erzgängen fallen auf der SW-Seite der untertägig aufgeschlossenen Grabenzone (im Bereich der Veta Nueva) alle nicht mineralisierten Klüfte nach SW ein. Sie stellen also keine Zerrungserscheinungen unter Normalspannung dar, sondern sind als typische „stress"-Bildungen auf Tangentialspannungen zurückzuführen, die keine Öffnung dieser Klüfte bewirkte.

Bei der Durchfahrung des Grabens im Bereich der Veta Nueva wurde außerdem festgestellt, daß im anschließenden NE-Teil des Lagerstättengebietes das SW-Einfallen der entsprechenden Zerrungsklüfte vorherrscht. Es liegt hier also offensichtlich ein fächerförmiges Konvergieren der Zerrungsklüfte zur Teufe vor. In diesem NE-Teil des Grubengebietes, etwas außerhalb des bergmännisch erschlossenen Bereiches, sitzt vermutlich am NE-Rand des aus den Luftbildern erkennbaren großen Grabens der Vulkan Carangacunga auf, der im Pleistozän die jüngste Decke (olivinführender, dunkler Andesit) gefördert hat.

Alle diese Beobachtungen lassen vermuten, daß das untersuchte Lagerstätten-Gebiet von Montecristo etwa auf der SW-Seite eines flachen Gewölbes liegt. Aus der räumlichen und zeitlichen Verknüpfung der verschiedenen vulkanischen Förderungen mit der Bruchtektonik ist zu schließen, daß die Aufwölbung der älteren Lavadecken durch das Aufdringen eines jungen Magmakörpers hervorgerufen wurde, der vermutlich in nicht allzu großer Teufe Platz nahm.

Die tektonischen Erscheinungen dieses Gebietes weisen somit einen typisch „vulkano-tektonischen" Charakter auf.

## VII. Vererzung

### A. Allgemeines

Im Anschluß an den tertiären Andesitvulkanismus kam es in seiner hydrothermalen Nachphase zu einer Vererzung tektonisch gebildeter Gangspalten. Alle salvadorenischen Gold-Silber-Lagerstätten sind an diesen Vulkanismus geknüpft. Dagegen bestehen keine Zusammenhänge zwischen dem pleistozänen Vulkanismus und einer Lagerstättenbildung.

Außer der Lagerstätte Montecristo befinden sich im Untersuchungsgebiet noch weitere Gänge. Sie wurden alle früher gebaut. Jedoch wurden die Betriebe nach längerer oder kürzerer Zeit wieder aufgelassen.

Die Verteilung des Edelmetallgehaltes ist in allen Quarzgängen sehr absätzig, und die maximalen Gehalte betragen nur

1,5 g Au/t und 150 g Ag/t.

Gesetzmäßigkeiten in der Edelmetallführung konnten nicht erkannt werden, jedoch sind die Edelmetalle in gut vererzten Partien im allgemeinen am größten.

In der Grube Montecristo wurden systematisch Erzproben genommen, von den Nachbarlagerstätten aber standen nur Haldenproben zur Verfügung. Sie wurden alle in Anschliffen mikroskopiert. Die gesamten Ergebnisse stimmten im Typ und im Mineralbestand überein. Jedoch basieren die folgenden Besprechungen der einzelnen Minerale auf lokalisierbarem Material der Grube Montecristo.

## B. Besprechung der einzelnen Minerale

### 1. Elektrum

Elektrum ist neben den Silbersulfiden die wirtschaftliche Grundlage des Bergbaues.

Makroskopisch ist es niemals sichtbar. Unter dem Erzmikroskop erscheint es als sehr weiches Material mit extrem hohem Reflexionsvermögen und hellgelber bis weißlicher Farbe, deren Ton stark an Pyrit erinnert. Demnach handelt es sich hier um die Gold-Silber-Legierung Elektrum.

Ihr Auftreten ist unregelmäßig, und nur etwa 60% der untersuchten Anschliffe führen Elektrum, und zwar als Verwachsung mit den Sulfiden oder der Gangart. Beobachtet wurde es:

1. als tropfenförmiger Einschluß in anderen Mineralien (s. Taf. 21 Fig. 1 u. 2, Taf. 22 Fig. 1);
2. ebenfalls als Tröpfchen auf der Grenze zwischen zwei oder mehreren miteinander verwachsenen Mineralien (s. Taf. 22 Fig. 1 u. 2).

In welchen Gastmineralien bzw. Gastmineralparagenesen Elektrum auftritt, zeigt folgende Übersicht. Sie gibt auch die prozentuale Häufigkeit der jeweilig beobachteten Fälle an.

1. Elektrum ist in folgenden Mineralien eingeschlossen:

| | |
|---|---|
| Argentit | 12,7 % |
| Pyrit | 9,5 % |
| Zinkblende | 8,3 % |
| Quarz | 7,5 % |
| Bleiglanz | 3,9 % |
| Kupferkies | 1,7 % |
| Jalpait | 0,9 % |
| Stromeyerit | 0,5 % |
| Summe 1. | 45,0 % |

2. Elektrum befindet sich als Tröpfchen auf der Grenze zwischen folgenden, miteinander verwachsenen Mineralien:

| | |
|---|---|
| Zinkblende—Quarz | 11,5 % |
| Argentit —Quarz | 8,4 % |
| Bleiglanz—Zinkblende | 8,0 % |
| Bleiglanz—Quarz | 6,0 % |
| Kupferkies—Quarz | 2,7 % |
| Argentit—Zinkblende | 2,4 % |
| Pyrit—Quarz | 2,3 % |
| Pyrit—Bleiglanz | 1,9 % |
| Zinkblende hell—Zinkblende dunkel | 1,9 % |
| Kupferkies-Zinkblende | 1,6 % |
| Argentit-Pyrit | 1,6 % |
| Zinkblende—Pyrit | 1,2 % |
| Kupferkies—Bleiglanz—Zinkblende | 1,0 % |
| Bleiglanz—Jalpait | 1,0 % |
| Bleiglanz—Kupferkies | 0,7 % |
| Argentit—Stromeyerit | 0,7 % |
| Bleiglanz-Stromeyerit | 0,3 % |
| Argentit—Kupferkies | 0,3 % |
| Pyrit—Zinkblende—Kupferkies | 0,3 % |
| Pyrit—Zinkblende—Bleiglanz | 0,3 % |
| Argentit—Zinkblende—Bleiglanz | 0,3 % |
| Argentit—Zinkblende—Kupferkies | 0,3 % |
| Argentit—Zinkblende—Kupferkies—Bleiglanz | 0,3 % |
| Summe 2. | 55,0 % |

Die durchschnittliche Zusammensetzung des Erzes geht aus einem charakteristischen Ergebnis der quantitativen Untersuchung an Proben der Veta Sta. Francisca, 7. Sohle, hervor:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Zinkblende | 50 % | Argentit | 1 % |
| Pyrit | 37 % | Stromeyerit | 0,5 % |
| Bleiglanz | 11 % | Jalpait | 0,5 % |

Das alles zeigt, daß das Elektrum bevorzugt an den relativ sehr selten auftretenden Argentit gebunden ist. Dagegen wurde Elektrum in keinem Falle mit Arsenkies, Rotgültig, Hämatit, Kupferglanz, Covellin, Nadeleisen, Rubinglimmer oder Kalkspat beobachtet.

### 2. Kupferglanz

Kupferglanz tritt in den Anschliffen nur sehr selten auf. Mit Sicherheit wurde er nur zweimal, und zwar in der rhombischen Modifikation in Proben von der 6. Sohle angetroffen. Hier verdrängt er zusammen mit Covellin den Kupferkies.

Bei den verschiedenen Bildungsmöglichkeiten des rhombischen Kupferglanzes und dem hier sehr spärlichen Auftreten ist eine genetische Deutung nur mit Vorbehalt zu geben. Wahrscheinlich handelt es sich um deszendent gebildeten Kupferglanz.

### 3. Argentit

Argentit ist in vielen Anschliffen von allen Sohlen anzutreffen, und ein großer Teil des gewonnenen Silbers dürfte aus dem Argentit stammen.

Unter dem Erzmikroskop ist er u. a. an seinen lamellaren Zwillingsbildungen zu erkennen. Rampour (1960) hält sie für Umwandlungslamellen, die auf eine Bildungstemperatur von über 179° hinweisen.

Beobachtet wurde Argentit als Einschluß in Pyrit, als Verdränger von Pyrit sowie verwachsen mit Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Stromeyerit. Ebenfalls tritt er auch selbständig auf. Entmischungen im Bleiglanz konnten im Gegensatz zur Angabe von Roberts & Irving (1957) in keinem Falle festgestellt werden.

Genetisch ist der Argentit hier sicher primär. Dafür sprechen die Verwachsungen, seine Bedeutung als Träger des Elektrum und die Tatsache, daß der in geringerer Teufe beobachtete Argentit dem aus größerer Teufe völlig entspricht.

### 4. Stromeyerit

Neben Argentit ist Stromeyerit ein wichtiges Silbermineral. In Proben aus der Veta Sta. Maria tritt er bereits auf der 4. Sohle auf. Sonst wurde er erst von der 5. Sohle an festgestellt.

Charakteristisch für den Stromeyerit ist die unter dem Erzmikroskop bei + N sichtbare Anisotropie. Ihre Farben wechseln beim Drehen des Tisches von einem hellen Grasgrün zu einem tiefen „Weintraubenblau".

Beobachtet wurde Stromeyerit als Einschluß in Pyrit und auf Pyrit. Außerdem ist er eng verwachsen mit Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Jalpait.

Die Bildung des Stromeyerits ist aszendent, da er mit den anderen, bestimmt primären Mineralien — allerdings als jüngste Komponente — verwachsen ist. Seine Bildungstemperatur beträgt nach Ramdohr (1960) etwa 93°, da die für höhere Bildungstemperaturen typischen Oleanderblattstrukturen fehlen. Die Genese des Stromeyerits kann daher als jüngere niedrigthermale, doch primäre Bildung angesehen werden.

## 5. Jalpait

Als Jalpait, $Ag_3CuS_2$, wurde ein Mineral angesprochen, das nach Kalb & Bendig (1924) wie der Stromeyerit ein Glied der Reihe Silberglanz—Kupferglanz darstellt. Angetroffen wurde er in verschiedenen Proben, die aus Teufen unterhalb der 6. Sohle stammen.

Die Schleifhärte des Minerals ist etwa gleich der des Argentits, doch merklich geringer als die des Stromeyerits. Schleifkratzer sind also unvermeidbar. In Luft besitzt Jalpait ein mittleres Reflexionsvermögen. Es ist kleiner als das des Stromeyerits, doch größer als das des Argentits. In Öl wird deutlich, daß der für Argentit so charakteristische grünliche Farbton fehlt. Das Grau des Jalpaits ist vielmehr durch ein schwaches Rosa bis Violett getönt.

Das Anisotropieverhalten des Jalpait steht genau zwischen den entsprechenden Eigenschaften des Stromeyerits und des Argentits. Die Anisotropie ist schwächer als bei Stromeyerit, doch stärker als bei Argentit. Die Farben wechseln von Hellgrün, das dem Grasgrün des Stromeyerit sehr ähnlich ist, zu einem violetten Ton. Er ist jedoch schwächer als das „Weintraubenblau" des Stromeyerits, doch wesentlich auffallender als die entsprechende Anisotropiefarbe des Argentits. Bei + N zeigt Jalpait einen feinen Lamellenbau wie Argentit.

Eine Verwechslung des Jalpait mit einem der ähnlichen Mineralien ist in den untersuchten Anschliffen nicht möglich, da außer

Jalpait noch Stromeyerit und Argentit vorkommen. Die Übereinstimmung der wesentlichen Eigenschaften des Minerals mit der Beschreibung Ramdohr's (1960) sichern die Diagnose.

Die Paragenese, in der Jalpait auftritt, ist der des Stromeyerits sehr ähnlich. Verdrängungen, wie sie bei Stromeyerit stellenweise beobachtet wurden, kommen aber nicht vor. Verwachsen ist Jalpait ebenfalls als jüngere Bildung mit Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit. Stromeyerit und Jalpait sind gleich alt.

Jalpait ist demnach wie der Stromeyerit als primäre, doch niedrigthermale Bildung zu deuten.

## 6. Zinkblende

Von allen Erzmineralien ist Zinkblende in den untersuchten Anschliffen am häufigsten. Zur Teufe nimmt sie noch zu. Neben Pyrit und Bleiglanz ist sie auch makroskopisch auszumachen. Unter dem Erzmikroskop lassen sich zwei Zinkblendearten unterscheiden: eine Fe-reiche, ältere und eine Fe-ärmere, jüngere Zinkblende. Beide sind oft miteinander verwachsen und können auf den Grenzen Elektrumtröpfchen führen. — Vereinzelt zeigen die Zinkblenden lamellare Innenreflexe, die auf Druckbeanspruchung zurückzuführen sind. Recht häufig führt die Zinkblende Kupferkieströpfchen, die unregelmäßig-wolkig verteilt sind.

Zinkblende ist eng verwachsen mit Pyrit, Kupferkies und Argentit. Bemerkenswert ist ihre Bedeutung als Goldträger. Sie ist erklärlich durch die relative Häufigkeit der Zinkblende und durch die mit Elektrum etwa gleichzeitige Bildung.

## 7. Kupferkies

Wesentlich seltener als Zinkblende tritt Kupferkies auf. Er nimmt mit der Teufe jedoch ebenfalls zu.

Kupferkies ist mikroskopisch fein mit Bleiglanz, Pyrit, Zinkblende und Argentit verwachsen und wurde auch als Einschluß im Pyrit beobachtet. Entmischungen im Kupferkies wurden nicht festgestellt. Zwillingsbildungen sind aber häufig.

Die Bildung des Kupferkieses läuft zeitlich parallel mit der der meisten anderen Sulfide. Älter ist er jedoch als Stromeyerit und Jalpait.

In mehreren Fällen wurden in Proben der Veta 183, 8. Sohle, Kupferkieshäutchen auf Stromeyerit beobachtet, die u. U. als Produkt der „umgekehrten Cementation" zu deuten sind. Sie soll nach Ramdohr (1960, S. 500) dann vorkommen, wenn „im Verlauf des Prozesses — vielleicht z. B. durch Verwitterung einer größeren Pyritpartie — die zusetzenden Wässer sehr reich an Eisen, arm an Kupfer sind." — Auch Ramdohr (1958) beschreibt in seinem Bericht über die Untersuchung einiger Montecristo-Proben die sekundären Kupferkiesbildungen.

### 8. Bleiglanz

Außer Pyrit und Zinkblende ist auch Bleiglanz makroskopisch sichtbar. Entweder tritt er als grobkristalline Ausbildung neben Zinkblende auf oder ganz fein verteilt, so daß er wie ein graues Farbpigment wirkt.

In den oberen Sohlen kommt er mengenmäßig seltener vor, doch wird er zur Teufe hin häufiger. Das Verhältnis Bleiglanz: Zinkblende übersteigt niemals den Wert 1 : 3, meistens beträgt es 1 : 8.

Mikroskopisch wurde Bleiglanz im Pyrit oder auch als dessen Verdränger. Verwachsen ist Bleiglanz mit Zinkblende, Kupferkies und Argentit als etwa gleich alte Bildung, mit Stromeyerit und Jalpait als deutlich ältere Komponente.

### 9. Covellin

Covellin wurde im gesamten aufgeschlossenen Teufenbereich angetroffen.

In geringeren Teufen, besonders auf der 4. Sohle, ist Covellin häufig auf Zinkblende und Bleiglanz als Saum ausgebildet, der das ganze Korn krustenförmig umgibt. Außerdem findet sich Covellin in größeren Teufen als Verdränger von Kupferkies (s. Taf. 23, Fig. 1) und Stromeyerit. In beiden Fällen handelt es sich um deszendente Bildungen.

### 10. Rotgültig

Da in der Lagerstätte keine Sb-haltigen Mineralien angetroffen wurden, dafür aber durch den beobachteten Arsenkies ein gewisser As-Gehalt gesichert ist, handelt es sich vermutlich hier auch um das As-haltige „lichte Rotgültig", den Proustit. Erzmikroskopisch

konnte das aber nicht entschieden werden, da das Mineral nur ganz spärlich auftritt.

Beobachtet wurde Rotgültig nur in den Anschliffen der Veta Sta. Maria, 4. Sohle, Dort findet er sich so fein verteilt in Quarz, daß die einzelnen Körnchen bei + N gar nicht mehr sichtbar sind, sondern von den starken ziegelroten Innenreflexen verdeckt werden. Lediglich an einigen Stellen wurden größere Körner gesichtet, die eine sichere Diagnose ermöglichten.

Rotgültig kommt meistens selbständig im Quarz in Form kleiner, unregelmäßig geformter Partikel vor, die immer haufenweise angeordnet sind. In einigen Fällen wurde Rotgültig als Einschluß im Pyrit beobachtet. Die Genese des Rotgültig ist also trotz der geringen Teufe, die für eine sekundäre Bildung spräche, als primär anzusprechen.

## 11. Pyrit

Pyrit ist das makroskopisch am meisten hervortretende Erzmineral der Lagerstätte. Mengenmäßig dominiert er auf den oberen Sohlen, nimmt aber zur Teufe hin zugunsten von Zinkblende, Bleiglanz und Kupferkies ab.

Mikroskopisch lassen sich vier Pyrittypen unterscheiden: zwei treten im Nebengestein auf und zwei in der Gangfüllung. Davon wurden bereits die im Nebengestein befindlichen Pyrite beschrieben.

In der Gangfüllung kommen ein idiomorpher bis xenomorpher sowie ein gelförmiger Pyrit vor.

Gewöhnlich ist der idiomorphe bis xenomorphe Pyrit. Als Einschlüsse führt er die meisten anderen hydrothermalen Erzmineralien. Elektrum sitzt auf den Kristallen oder in den Individuen. Eine Bevorzugung kleinerer oder größerer Kristalle bei der Edelmetallführung ist nicht festzustellen.

Gelförmiger Pyrit wurde lediglich in der 5° streichenden Veta Trinidad beobachtet (s. Taf. 23, Fig. 2). Als Einschlüsse in ihm kommen Hämatitnädelchen vor und untergeordnet auch Zinkblende. Genetisch handelt es sich bei diesem Pyrit um eine jüngere niedrigthermale Phase.

## 12. Arsenkies

Arsenkies wurde nur in Proben der Veta 183 festgestellt, die beim Abteufen des Schachtes Adolfo bei 112 ü. NN = 37 m ü. NN

durchfahren wurde. Dieser Punkt ist der tiefste Aufschluß der Lagerstätte.

Arsenkies liegt hier in kleinen, meist idiomorphen, rhombischen Leisten vor, die im Pyrit eingesprengt sind. Sie liegen in zwei Richtungen parallel, die sich in einem spitzen Winkel schneiden. Selbständig oder als Verwachsung mit anderen Erzmineralien wurde Arsenkies bisher nicht angetroffen.

Genetisch gehört der Arsenkies hier zum Pyrit, zur Zinkblende usw., stellt jedoch offenbar ein früh unter höheren Temperaturbedingungen gebildetes Glied der Paragenese dar.

### 13. Hämatit

Den einzigen makroskopischen Hinweis auf eine Hämatitführung des Erzes gibt die stellenweise Rotfärbung des Gangquarzes. Sie beruht auf einer mikroskopisch feinen Durchstäubung mit Hämatit. Sie wurde auf der 6. Sohle und tiefer beobachtet.

In den Proben aus der Veta Trinidad tritt Hämatit als idiomorpher Einschluß im gelförmigen Pyrit auf. Dagegen wurde er in Proben der Gänge 183 und 4½ von der 7½. und 8. Sohle als jüngste Komponente der Verwachsung mit Zinkblende, Bleiglanz und Kupferkies, sowie auf Argentit und Jalpait beobachtet. Selbständig kommt der Hämatit in Form kleiner Büschel im Quarz vor.

Der Hämatit ist auf Grund seiner Verwachsung noch jünger als der spät ausgeschiedene Jalpait. Sicherlich gleich alt ist der Hämatit mit dem gelförmigen Pyrit.

### 14. „Brauneisen"

Das Vorkommen der sekundären Eisenmineralien (Nadeleisen und Rubinglimmer) beschränkt sich auf die Teufe bis zur 6. Sohle. In den Proben der 4. Sohle wurde Nadeleisenerz und Rubinglimmer als Verdränger von Pyrit beobachtet. Es treten dabei Pseudomorphosen des Nadeleisens nach Pyrit auf (s. Taf. 23, Fig. 3). Gelegentlich verdrängt auch Nadeleisen den Rubinglimmer. In den Anschliffen aus der Veta Trinidad, 6. Sohle, verdrängen Nadeleisen und Rubinglimmer pseudomorph den gelförmigen Pyrit. Dabei wechseln Nadeleisen- und Rubinglimmerlagen rhythmisch miteinander ab.

### 15. Quarz

Quarz bildet den Hauptteil der Gangmasse, in der er in vier Varietäten auftritt:

1. als weißer bis grünlich gefärbter Gangquarz, an den die Vererzung gebunden ist. Er wird daher im folgenden als „erführender Quarz" bezeichnet;
2. als blasser Amethyst, der in Drusen zu finden ist oder als jüngere Bildung dem erzführenden Quarz aufsitzt;
3. als ebenfalls weißer Quarz, der auf der 4. Sohle in einem kleinen Gang südlich der Veta Sta. Maria als Pseudomorphose nach Blätterspat vorkommt. Hier finden sich auch die von Helke (1938) aus dem karpathischen Goldlagerstättenbezirk und von Wilke (1952) aus dem Andreasberger Erzbergbau beschriebenen „gehackten", bzw. „zerhackten Quarze". Dies sind zum Teil papierdünne Quarzlamellen oder zerhackte Pseudomorphosen von Quarz nach den Spaltrhomboedern des Kalkspates. — Auf Grund dieser Eigenschaften wird dieser Quarz „pseudomorpher Quarz" genannt;
4. als seegrüner Chalzedon, der als jüngste Bildung dem „pseudomorphen Quarz" aufsitzt, aber auch in der Gangfüllung beobachtet wurde.

Nach den beschriebenen Verwachsungen und den Verdrängungen scheint die oben angegebene Altersfolge wahrscheinlich. Doch ist es möglich, daß außer den beschriebenen Varietäten noch andere Quarzgenerationen gebildet wurden.

### 16. Kalkspat

Über Tage wurde Kalkspat im Montecristo-Gebiet nicht angetroffen. Unter Tage ist er vorhanden und tritt unterhalb der 5. Sohle in geringeren Mengen als Quarz auf. Mit der Teufe nimmt der Kalkspat zu. Oberhalb der 5. Sohle war er sicher vorhanden, wurde aber vom Quarz verdrängt.

Makro- und mikroskopische Untersuchungen zeigen deutlich, daß der Kalkspat jünger ist als der erzführende Quarz: Kalkspat sitzt ihm auf und verdrängt gelegentlich sogar Erzmineralien. Der Kalkspat wurde immer völlig erzfrei angetroffen. Es ist daher sicher, daß die Kalkspatlösungen steril waren.

## VIII. Vererzung in Abhängigkeit von Absatzort und Absatzzeit

### A. Teufenunterschiede

#### 1. Primäre Teufenunterschiede

Um einen Überblick über die Mengenverhältnisse und die Verteilung der häufigsten, primären Erzmineralien in Abhängigkeit von der Teufe zu bekommen, wurden quantitative Messungen mit dem Leitz-Integrationsokular durchgeführt. Es wurden dabei 57 Erzanschliffe von Proben der verschiedenen Sohlen folgender Gänge auf ihren Gehalt an Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Argentit und Stromeyerit ausgezählt:

1. Veta Perla
2. Veta Sta. Francisca
3. Veta 183
4. Veta $4\frac{1}{2}$
5. Veta Sta. Maria
6. Veta Adolfo.

Der Wert einer solchen quantitativen Untersuchung mag anzuzweifeln sein, da die ausgewählten Proben sicher nicht unbedingt dem Durchschnitt entsprechen. Jedoch sind die Ergebnisse in allen Fällen dermaßen ähnlich, daß durch die relativ große Anzahl der ausgezählten Anschliffe sicher repräsentative Werte erreicht sind.

Als Ergebnis dieser Untersuchung lassen sich nun für die Lagerstätte Montecristo folgende primäre Teufenunterschiede aufzeigen:

1. Der Pyritanteil nimmt mit der Teufe deutlich ab;
2. die Menge an Zinkblende, Bleiglanz und Kupferkies vergrößert sich mit der Teufe;
3. Rotgültig tritt vermutlich nur in den oberen Teufen auf; es konnte nur auf der 4. Sohle beobachtet werden, darüber ist kein Aufschluß befahrbar;
4. Stromeyerit wurde erst von der 5. Sohle an abwärts festgestellt;
5. Kalkspat kommt erst auf der 5. Sohle und darunter in wachsender Menge vor;
6. Jalpait wurde nur auf der 6. Sohle und darunter beobachtet;
7. Hämatit wurde nur auf und unterhalb der 6. Sohle beobachtet;
8. Arsenkies konnte nur im tiefsten Aufschluß, Schacht Adolfo, festgestellt werden;
9. dagegen bleiben Elektrum und Argentit mengenmäßig im Bereich der aufgeschlossenen Teufe konstant.

Die folgende graphische Darstellung veranschaulicht diese primären Teufenunterschiede.

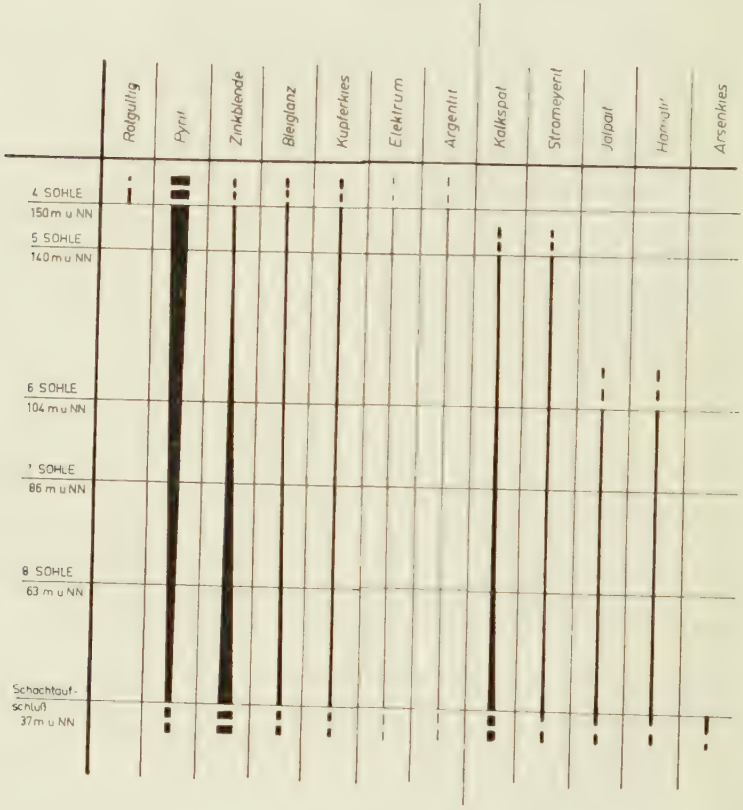



Abb. 2.

Eine Bestätigung der erzmikroskopischen Befunde erfolgt durch die Auswertung der Edelmetall-Analysen der Fördererze. Grebe (1955 a, b) stellte fest, daß das Gold-Silber-Verhältnis der Förderung der Grube Montecristo bei konstantem Goldinhalt

von 1 : 15 im Jahre 1934
auf 1 : 60 im Jahre 1953

gesunken war. Nach Angaben der Grubenleitung lag es bei

1 : 80 im Jahre 1958.

Da die Abbauteufe eine direkte Proportion der Betriebsdauer ist, tritt die Änderung des Gold-Silber-Verhältnisses bei zuneh-

mender Teufe auf. Bei konstantem Goldgehalt ist also eine Zunahme an Silber mit der Teufe festzustellen. Dies ist nach der erzmikroskopischen Untersuchung zu erklären durch das Auftreten der beiden Silbermineralien Stromeyerit und Jalpait von der 5. und 6. Sohle zur Teufe hin.

### 2. Sekundäre Teufenunterschiede

Hinweise auf einen sekundären Teufenunterschied geben die Mineralien Nadeleisen, Rubinglimmer, Covellin und untergeordnet Kupferglanz. Davon treten Nadeleisen und Rubinglimmer auf der 4. bis 6. Sohle als Oxydationsprodukte des Pyrits auf. Covellin ist in allen Teufen bis zur 8. Sohle anzutreffen. Er kommt zementativ auf primären Sulfiden, besonders auf der 4. und 5. Sohle vor, während er auf den tieferen Sohlen als Verwitterungsprodukt des Kupferkieses und des Stromeyerits zu finden ist.

Daraus lassen sich sowohl oxydative als auch zementative Einflüsse ableiten. Jedoch kann eine ausgesprochene Oxydations- und Zementationszone nicht nachgewiesen werden, da in dem massigen Nebengestein kein einheitlicher Grundwasserspiegel existiert. Vielmehr wird der Sickerwasserbereich bestimmt durch die Klüftigkeit des Nebengesteins und der Gangmasse.

## B. Zeitliche Folge der Mineralbildung

Einige relative Altersangaben wurden bereits bei der Besprechung der einzelnen Mineralien und ihrer Verwachsungen gemacht. Sie sollen hier zusammenfassend wiederholt und gegliedert werden.

Auf Grund ihrer Verwachsungen sind folgende Erzmineralien gleich alt: Pyrit, Arsenkies, Bleiglanz, Zinkblende, Elektrum, Argentit, Rotgültig und Kupferkies. Jünger sind Stromeyerit und Jalpait, der gelförmige Pyrit und Hämatit. Davon gehören Stromeyerit und Jalpait noch als jüngste Bildung zu den Sulfiden (Pyrit bis Kupferkies). Sie werden als „sulfidische Hauptparagenese mit Elektrum“ zusammengefaßt.

Als jüngere Komponente folgt Hämatit den Mineralien dieser Paragenese. Außerdem tritt er gleich alt neben dem gelförmigen Pyrit auf. Dies berechtigt die Zusammenfassung von Hämatit und gelförmigem Pyrit zu einer jüngeren Paragenese.

Von den Gangarten läßt sich der „erzführende Quarz“ sicher mit den Sulfiden altersmäßig gleichstellen. Etwas jünger ist der

Amethyst, dann der Kalkspat und der ihn zum Teil verdrängende „pseudomorphe Quarz", sowie der Chalzedon, der vermutlich mit dem gelförmigen Pyrit gleichaltrig ist.

In der folgenden Übersicht werden die Angaben zusammengestellt:

| Primäre Erze | Gangarten |
|---|---|
| I. Sulfidische Hauptparagenese mit Elektrum (Pyrit, Arsenkies, Bleiglanz, Zinkblende, Elektrum, Argentit, Rotgültig, Kupferkies, Stromeyerit, Jalpait) | „erzführender Quarz" |
| | Amethyst |
| | Kalkspat |
| | „pseudomorpher Quarz" |
| II. Gelförmiger Pyrit und Hämatit | Chalzedon |

Alles in allem handelt es sich um eine niedrigthermal gebildete Vererzung, deren Bildungstemperaturen etwa durch das Auftreten des Argentits mit Umwandlungslamellen (n. RAMDOHR (1960): 179°) und das Auftreten des Stromeyerits (n. RAMDOHR (1960): 93°) gegeben sind. Die Vererzung zeigt weiterhin primäre Teufenunterschiede bei geringer vertikaler Stockwerkshöhe. Nach SPURR (1923) deutet diese Erscheinung bereits „telescoping" an. Jedoch fehlen in den untersuchten Anschliffen die typischen Anzeichen des „telescoping"; es fehlen nämlich die Paragenesen, deren Glieder bei verschiedenen Bildungstemperaturen und -drücken entstanden.

## IX. Abhängigkeit der Vererzung von der Tektonik

Es war zu klären, ob die verschieden streichenden Gänge auch entsprechende Unterschiede in ihren Paragenesen zeigten. Die mikroskopische Untersuchung der Anschliffe ergab, daß keine Unterschiede zwischen der Vererzung der 105, 120 und 130° streichenden Gänge, wohl aber zwischen diesen und dem N—S streichenden Gang Trinidad bestehen.

In der Veta Trinidad wurde der gelförmige Pyrit beobachtet, neben dem auch Zinkblende, Bleiglanz, Stromeyerit und Hämatit gefunden wurden. Vor allem durch den gelförmigen Pyrit ist diese Paragenese als niedrigthermal charakterisiert.

Damit ist in guter Übereinstimmung mit den tektonischen Befunden auch erzmikroskopisch nachgewiesen, daß die Veta Trinidad

eine etwas jüngere Gangspalte ist, deren Mineralparagenese einer geringeren Bildungstemperatur angehört. Demgegenüber stehen die 105, 120 und 130° streichenden Gänge mit dem Fehlen der niedrigthermalen Pyrite.

## X. Zusammenfassende Charakteristik der Lagerstätte

Petrographische und erzmikroskopische Untersuchungen ergaben die charakteristischen Eigenschaften der Lagerstätte und ihres geologischen Rahmens:

1. Die Lagerstättenbildung steht in engem Zusammenhang mit dem tertiären, „älteren", Andesitvulkanismus, dessen Laven einem juvenil-simischen Magma entstammen.
3. Das Nebengestein entstammt demselben Vulkanismus und besteht aus einem weiträumig propylitisierten Andesit.
3. Die Vererzung ist relativ niedrigthermal und zeigt deutliche primäre Teufenunterschiede bei geringer Niveaudifferenz.
4. Daraus folgt, daß der Absatz aus erzbringenden Lösungen oberflächennah bei schneller Abkühlung erfolgte. Die Lösungen stammen aus Effusiva und nicht aus Intrusiva.
5. Die Lagerstätte Montecristo gehört damit dem „vulkanischen Lagerstättentyp" an[5].

## XI. Zusammenfassung

1. Es konnte gezeigt werden, daß der Vulkanismus dieses Gebietes mit der magmatisch-tektonischen Einteilung Stille's nicht in Einklang zu bringen ist. Vielmehr besteht wie in den südamerikanischen Kordilleren ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der überregionalen Zerrungstektonik und dem Vulkanismus.
2. Aus der petrographischen Untersuchung ergab sich die Trennung der Gesteine in eine „tertiäre" Vulkanitserie (Andesit, Tuffe, Agglomerate) und eine „pleistozän bis rezente" Decke eines olivinführenden, dunklen Andesits.

---

[5] Hier zeigen sich Ähnlichkeiten zu der von Bemmelen (1949) erwähnten Goldlagerstätte des Baguio-Gebietes auf Luzon (Philippinen).

3. Der tertiäre Andesit zeigt eine weiträumige Propylitisierung. Sie ist unabhängig von der örtlichen Tektonik und steht in keinem Zusammenhang mit der Lagerstättenbildung. Die Propylitisierung wird auf eine Autohydratation zurückgeführt.
4. Außerdem wurde in Gangnähe eine i. e. S. hydrothermale Veränderung dieses Andesits festgestellt. Sie steht in enger Beziehung zur Lagerstättenbildung.
5. Die Lagerstätte wurde aus den hydrothermalen Restlösungen des tertiären Vulkanismus gebildet. Die Gänge reichen nicht über die propylitisierte Andesitdecke hinaus.
6. Es konnte nachgewiesen werden, daß der Vulkan Carangacunga, der nach den früheren großräumigen Kartierungen im Bereich des tertiären, „älteren" Vulkanismus liegt, auch noch später gefördert hat und somit auch dem pleistozänen, „jüngeren" Vulkanismus angehört.
7. Tektonische Untersuchungen ließen zwischen einem älteren 105, 120 und 130° streichenden System und einem jüngeren 5° streichenden System unterscheiden.
8. Die Tektonik des Lagerstättenbereiches konnte mit der Großtektonik des mittelamerikanischen Raumes parallelisiert werden.
9. Es wurde festgestellt, daß im östlichen El Salvador bereits das für das südliche Mittelamerika (Nicaragua, Costa Rica) großtektonisch belegte System gleichwertig neben dem für El Salvador typischen steht.
10. Für die lokale Tektonik des Untersuchungsgebietes wurden „vulkano-tektonische" Bewegungen angenommen.
11. Erzmikroskopische Untersuchungen ließen folgenden Mineralbestand erkennen: Elektrum, Kupferglanz, Argentit, Stromeyerit, Jalpait, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz, Covellin, Rotgültig, Pyrit, Arsenkies, Hämatit, „Brauneisen", Quarz und Kalkspat.
12. Eine Auszählung des primären Mineralbestandes ergab primäre Teufenunterschiede im Auftreten von Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Rotgültig, Stromeyerit, Kalkspat, Jalpait, Hämatit und Arsenkies.
13. Die zeitliche Bildungsfolge der hydrothermalen Mineralien zeigt eine Trennung zwischen einer älteren („Sulfidische Hauptparagenese mit Elektrum") und einer jüngeren, niedrigthermalen Paragenese („Gelförmiger Pyrit und Hämatit").

14. Das Auftreten der beiden Paragenesen steht in Abhängigkeit zum Streichen der Gänge.
15. Eine zusammenfassende Charakteristik der Lagerstätte und ihres geologischen Rahmens wurde gegeben. Sie erlaubt ihre Einordnung in die Gruppe der „vulkanischen Lagerstätten".

## XII. Literatur


Barth, T. F. W.: Theoretical petrology. — New York 1952.

Bemmelen, van, R. W.: The geology of Indonesia. — The Hague 1949.

Borchert, H.: Die Zonengliederung der Mineralparagenese in der Erdkruste. — Geol. Rdsch., **39**, 1951.

— Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie deren Beziehungen zur Geotektonik und Magmatismus. — Freiberg, Forsch. H., C **79**, 1960.

Byers, F. M.: Petrology of three volcanic suites, Umnak and Bogoslof Islands, Alaska. — Bull. Geol. Soc. Amer., **72**, 1961.

Carpenter, R. H.: Geology and ore deposits of the Rosario Mining District and the San Juancito Mountains, Honduras, Central America. — Bull. Geol. Soc. Amer., **65**, 1954.

Cissarz, A.: Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien in ihren Beziehungen zu Vulkanismus und Geotektonik. — Beograd 1956.

Cloos, H.: Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der inneren Dynamik. — Berlin 1936.

— Hebung, Spaltung, Vulkanismus. — Geol. Rdsch., **30**, 1939.

Durr, F.: La situacion actual de la mineria de El Salvador. — An. Serv. Geol. Nac. Bol., **2**, San Salvador 1956 a.

— Apuntes sobre las escorias mineras de El Salvador. — An. Serv. Geol. Nac. Bol., **2**, San Salvador 1956 b.

— Cuadro geologico de El Salvador, C. A. — Servicio Geologico Nacional, Ministerio de Obras Publicas; Edition provisional, San Salvador 1957.

Durr, F. & Klinge, H.: Beiträge zur Stratigraphie und zur Paläopedologie des mittleren El Salvadors. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **3**, 1960 a.

— — Die Verbreitung der jüngsten Bimsaschen um San Salvador, El Salvador, Zentralamerika. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **110** 1960 b.

Durr, F. & Stober, G.: Sucesion normal de los Estratos de Metapan. — An. Serv. Geol. Nac. Bol., **2**, San Salvador 1956.

Fisher, R. L.: Middle America Trench: Topography and Structure. — Bull. Geol. Soc. Amer., **72**, 1961.

Gerth, H.: Der geologische Bau der südamerikanischen Kordillere. — 1955.

— Die Entwicklung der Orogene der südamerikanischen Kordillere während des Mesozoikums. — Geol. Rdsch., **50**, 1960.

Gierloff-Emden, H. G.: Die Küste von El Salvador. — Acta Humboldtiana. Ser. Geogr. et Ethnogr., **2**, Wiesbaden 1959.

Grebe, W. H.: La mineria de El Salvador. — An. Serv. Geol. Nac., **1**, San Salvador 1955 a.

Grebe, W. H.: Die Lagerstätten der zentralamerikanischen Republik El Salvador. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **24**, 1955 b.

— Zur Geologie der altvulkanischen Gebirge in El Salvador, Zentralamerika. — Beih. Geol. Jb., **50**, 1961 (Zit. n. Weyl (1961)).

Heacock, J. G. & Worzel, J. L.: Submarine topography west of Mexico and Central America. — Bull. Geol. Soc. Amer., **66**, 1955.

Helke, A.: Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. — Arch. Lagerstättenforsch., **66**, 1938.

Hintze, C.: Handbuch der Mineralogie. — Leipzig 1915.

Hintz, R. A.: Beiträge zur Geologie El Salvadors. VII. Stoffbestand und regionale Verteilung vulkanogener Sedimente. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **102**, 1955.

Kalb, G. & Bendig, M.: Erzmikroskopische Untersuchung der Mineralreihe Silberglanz—Kupferglanz. — Cbl. Miner. 1924.

Leitmeier, H.: Einführung in die Gesteinskunde. — Wien 1950.

Lindgren, W.: Mineral deposits. — New York 1928.

Ljunggren, P.: The black beach sands of Iztapa on the Pacific Coast of Guatemala. — Kungl. Fysiografiska Sällskapet i Lund Förh., **28**, 1958.

Metz, K.: Lehrbuch der Tektonischen Geologie. — Stuttgart 1957.

Meyer-Abich, H.: Los volcanes activos de Guatemala y El Salvador (Central America). — An. Serv. Geol. Nac. Bol., **3**, San Salvador 1956.

Oelsner, O.: Über einige mexikanische Lagerstätten. — Fortschr. Miner., **36**, 1960.

Putnam, P. C.: The existence of a once homogeneous magmamass underlying Central America. — J. Geol., **34**, 1926.

Ramdohr, P.: Beobachtungen an opaken Erzen. — Arch. Lagerstättenforsch., **34**, 1924.

— Bericht über die Untersuchung einiger Erz- und Nebengesteinsproben aus dem Grubendistrikt Monte Cristo in El Salvador, Mittelamerika. — Unveröffentl. Bericht, 1958.

— Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. — Berlin 1960.

Rintsch, W.: Beiträge zur Kenntnis der Golderzlagerstätten Kolumbiens: Die Golderzgänge von Recreo. — Abh. prakt. Geol. u. Bergwirtsch.-lehre, **16**, 1928.

Rittmann, A.: Die Vulkane und ihre Tätigkeit. — Stuttgart 1960.

Roberts, R. J. & Irving, E. M.: Mineral deposits of Central America. — U. S. Geol. Surv. Bull., **1024**, Washington 1957.

Sander, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — Wien 1948.

Sapper, K.: Die mittelamerikanischen Vulkane. — Petermanns Mitt. Erg.-H. Nr. **178**, Gotha 1913.

— Mittelamerika. — Handb. Reg. Geol., **8**, **4 a**, Heidelberg 1937.

Sayre, A. N. & Taylor, G. C.: Ground water resources of the Republic of El Salvador, Central America. — U. S. Geol. Surv. Water Supply Pap., **1079-D**, Washington 1951.

Schmitt, H.: Origin of the "epithermal" mineral deposits. — Econ. Geol., **45**, 1950.

Schneiderhöhn, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, Band I. — Jena 1941.

— Erzlagerstätten. — Jena 1955.

Schulz, R. & Weyl, R.: Erdbeben und Krustenaufbau im nördlichen Mittelamerika. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **5**, 1960 a.

— — Sismos y la estructura de la corteza terrestre en la parte norte de Centro America. — Bol. Sismol. Serv. Geol. Nac. El Salvador, **5**, 1960 b.

Schwarz, G. M.: Hydrothermal alteration. — Econ. Geol., **54**, 1959.

Smirnow, S. S.: Die Oxydationszone sulfidischer Lagerstätten. — Berlin 1954.

Spurr, J. E.: The ore magmas. — New York 1923.

Stille, H.: Zur Frage der Herkunft der Magmen. — Abh. 4—23. Preuß. Akad. Wiss. Math.-Nat. Kl. Nr. **19**, Berlin 1940,

— Der „subsequente" Magmatismus. — Misc. Acad. Berolinensia. Berlin 1950.

Stirton, R. A. & Gealey, W. K.: Reconnaissance geology and vertebrate palaeontology of El Salvador, Central America. — Bull. Geol. Soc. Amer., **60**, 1949.

Turner, F. J. & Verhoogen, J.: Igneous and metamorphic petrology. — New York 1960.

Tröger, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — Berlin 1935.

— Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien. — Stuttgart 1952.

— Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien. — Aus Freund: Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Bd. 4, 1. — Frankfurt 1955.

Wahlstrom, E.: Igneous minerals and rocks. — New York 1950.

Weinschenk, K. E.: Die gesteinsbildenden Mineralien. — Freiburg 1915.

Weyl, R.: Beiträge zur Geologie El Salvadors. VI. Die Laven der jungen Vulkane. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **101**, 1955.

— Vulkanismus und Plutonismus im südlichen Mittelamerika. — Geol. Rdsch., **46**, 1947.

— Die Orogene Mittelamerikas. — Geol. Rdsch., **50**, 1960.

— Die Geologie Mittelamerikas. — Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, Band I, Berlin 1961.

Wilke, A.: Die Erzgänge von St. Andreasberg im Rahmen des Mittelharzganggebietes. — Beih. Geol. Jb., **7**, Hannover 1952.

Williams, H. & Meyer-Abich, H.: Volcanism in the southern part of El Salvador. With particular reference to the collapse basin of Lakes Coatepeque and Ilopango. — Univ. California Publ. Geol. Sci., **32**, 1955.

Wuensch, E. C.: Geology of the San Sebastian Mine, Salvador. — Min. and Sci. Press, **115**, 1917.

Zeil, W.: Zur Geologie der nordchilenischen Kordilleren. — Geol. Rdsch., **50**, 1960.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 12. Juli 1961.

## Tafelerklärungen

### Tafel 20

Fig. 1. Grünlicher Tuff. Karbonatisierter Plagioklaseinsprengling in feinkörniger serizitischer Grundmasse. — Dünnschliff Nr. 8109, + N, 40×.

Fig. 2. Serizitreicher Tuff. Orientierte Serizitschuppen in extrem feinkörniger Grundmasse. — Dünnschliff Nr. 9296, + N, 120×.

Fig. 3. Olivinführender dunkler Andesit. Fließtextur. Olivineinsprengling randlich und auf Rissen zu Iddingsit umgewandelt. — Dünnschliff Nr. 9299, = N, 40×.

### Tafel 21

Fig. 1. Elektrum (grauweiß) in Pyrit (lichtgrau), daneben wenig Zinkblende (grau), Gangart (schwarz). — Anschliff MC 56, = N, 630×.

Fig. 2. Elektrum (weiß) in und randlich an Bleiglanz (lichtgrau), der Pyrit grauweiß) verdrängt. Zinkblende (grau), Gangart (schwarz). — Anschliff MC 107, = N, 250×.

### Tafel 22

Fig. 1. Elektrum (weiß) auf der Grenze zwischen Bleiglanz (grauweiß) und Zinkblende (grau), sowie in der Zinkblende. Gangart (schwarz). — Anschliff MC 106, = N, 480×.

Fig. 2. Elektrum (weiß) als relativ großes tropfenförmiges Korn auf der Grenze zwischen Bleiglanz (grauweiß), Kupferkies (lichtgrau) und Zinkblende (grau). Gangart (schwarz). — Anschliff MC 106, = N, 480×.

### Tafel 23

Fig. 1. Durch Covellin (dunkelgrau) verdrängte Kupferkiesreste (hellgrau) auf Pyrit (grauweiß), der Einschlüsse von Bleiglanz (lichtgrau) und Elektrum (weiß) führt. — Anschliff MC 52, = N, 450×.

Fig. 2. Gelförmiger Pyrit mit beginnender Oxydation. Gangart Quarz. — Anschliff MC 51, = N, 60×.

Fig. 3. Pseudomorphosen von Nadeleisen (weißgrau) nach Pyrit. Reste des Pyrits (weiß) sind links im Bilde noch erkennbar. — Anschliff MC 14, = N, 250×.

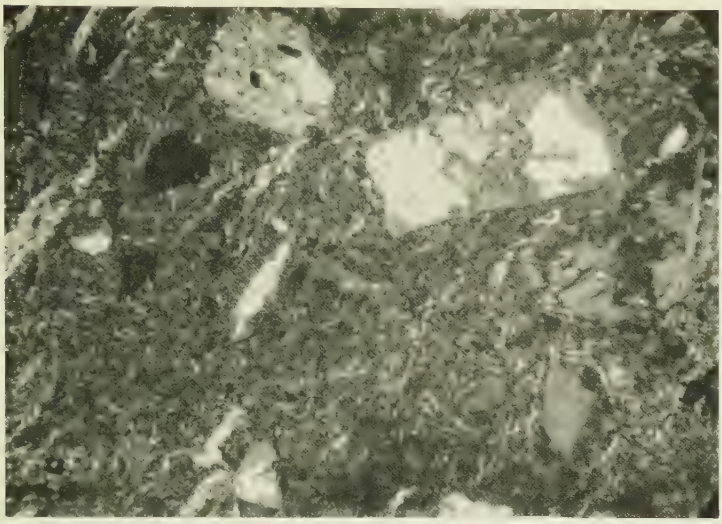


Fig. 1.

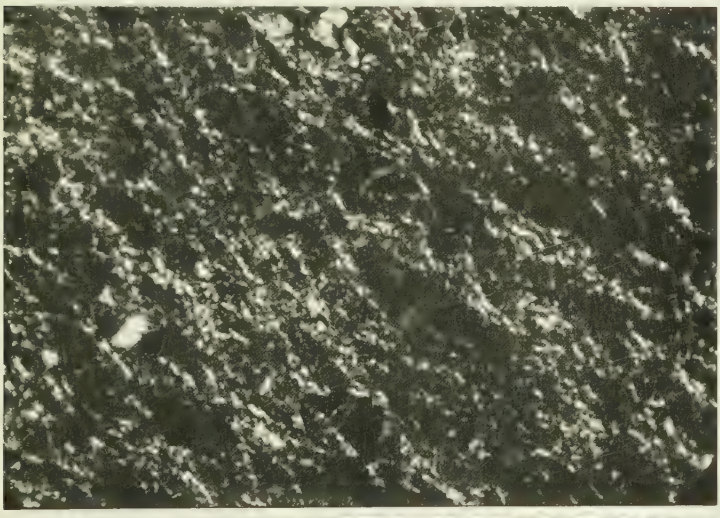


Fig. 2.

Fig. 3.

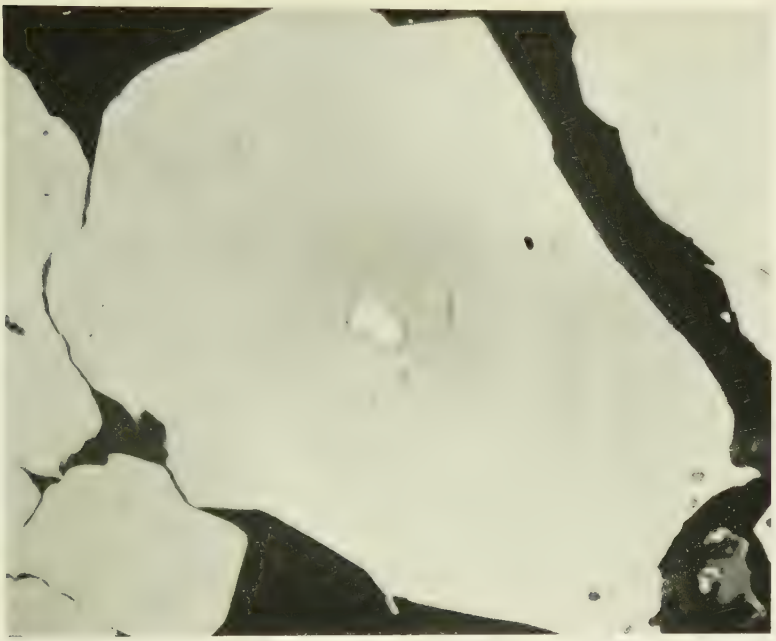


Fig. 1.

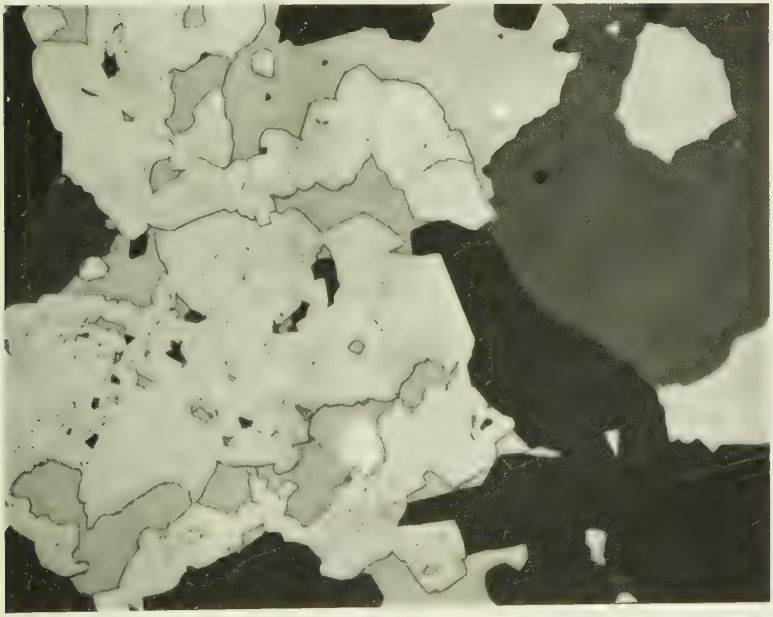


Fig. 2.

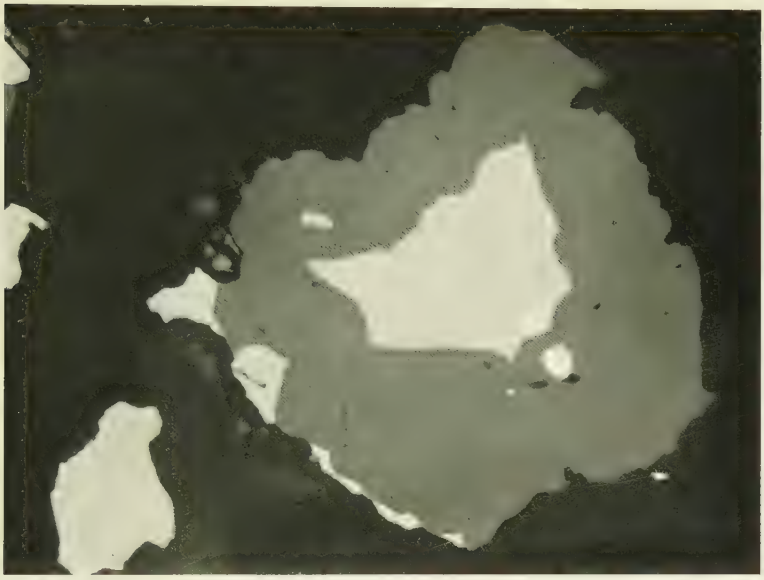


Fig. 1.

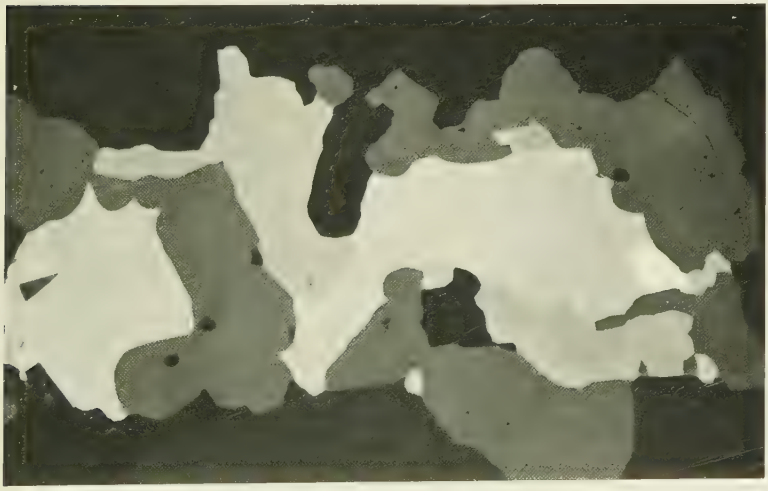


Fig. 2.

Fig. 1.

Fig. 2.

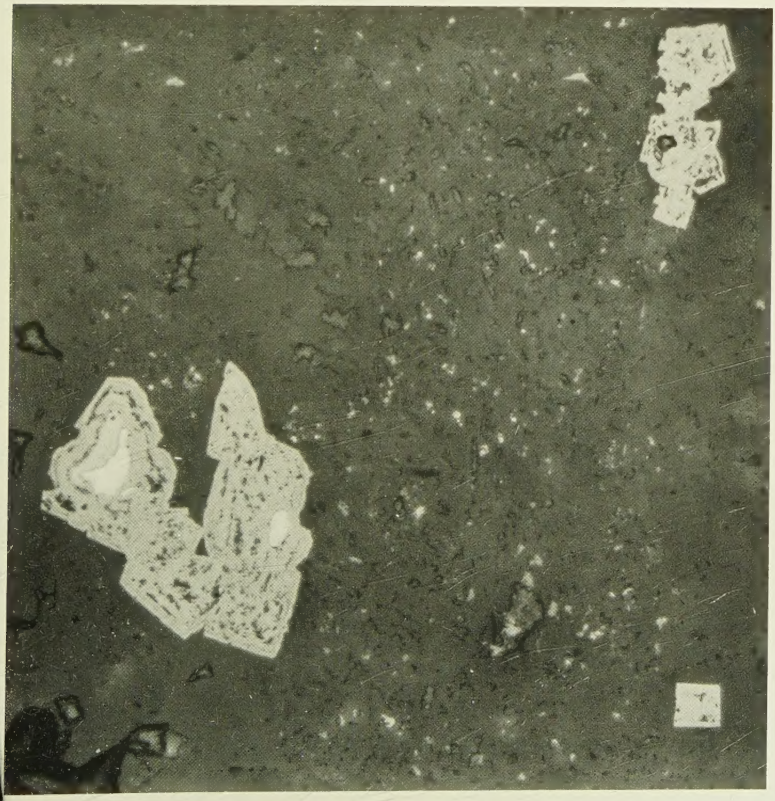


Fig. 3.

# LEBENSLAUF

Am 31. Oktober 1932 wurde ich, Eberhard Müller-Kahle, als Sohn des damaligen Oberleutnants Rudolf Müller und seiner Ehefrau Elfriede, geb. Schmid, in Bochum geboren.

Nach dem Besuch der Volksschule in Wolfenbüttel trat ich in die Staatliche Große Schule im Jahre 1943 über und legte dort 1952 die Reifeprüfung ab.

Im Anschluß daran praktizierte ich ein Jahr als Bergbaubeflissener des Oberbergamtes Clausthal. Das Studium begann ich im SS 1953 an der Technischen Hochschule Braunschweig. Vom WS 1953/54 an studierte ich Bergbau an der Bergakademie Clausthal und legte dort am Ende des WS 1954/55 die Diplom-Vorprüfung ab. Im WS 1956/57 wechselte ich zur Technischen Universität Berlin-Charlottenburg über, wo ich am 5. Juli 1958 die Diplom-Hauptprüfung der Fachrichtung Bergbau ablegte.

Vom September 1958 bis zum September 1959 arbeitete ich am „Instituto Tropical de Investigaciones Científicas", San Salvador, El Salvador/Mittelamerika an der geologisch-lagerstättenkundlichen Untersuchung der Mine Montecristo.

Mit der Auswertung dieser Arbeiten bin ich seit meiner Rückkehr im November 1959 am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München beschäftigt.

Am 26. August 1960 heiratete ich Fräulein Joan Robinson Howard.